

B. I. G.

60647

3263

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXIII

60647

ANNUAIRE DU COMITÉ
GÉOLOGIQUE
TOME XXIII

IMPRIMERIA NAȚIONALĂ
BUCUREȘTI
1950



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

03363

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXIII



ANNUAIRE DU COMITÉ
GÉOLOGIQUE
TOMME XXIII



IMPRIMERIA NAȚIONALĂ
BUCUREȘTI
1950



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

C O N T E N U

	<u>Page</u>
CIOCÂRDEL R. Le Néogène de la partie méridionale du département de Putna	5
ILIE D. MIRCEA. Monts Métallifères de Roumanie (Recherches géologiques entre la Valea Stremțului et la Valea Ampoiului)	121
GIUȘCĂ D. Le massif éruptif de Vlădeasa	199
— Contribution à la connaissance des cornéennes du Bihor	253
— Contribution à l'étude cristallogénique des niobates. Le dimorphisme des niobates de cobalt et de nickel	259
ATANASIU I. et MACAROVICI N. Les sédiments miocènes de la partie septen- trionale de la Moldavie (départ. de Dorohoi, de Botoșani et de Iași)...	269
STOICOVICI E. Nouvelles occurrences de barytine dans le NW de la Roumanie	321





LE NÉOGÈNE DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DU DÉPARTEMENT DE PUTNA

PAR

R. CIOCÂRDEL

TABLE DES MATIÈRES

	<u>Page</u>
<i>Introduction</i>	7
I. GÉOLOGIE	
<i>Considérations historiques</i>	8
<i>Stratigraphie</i>	14
Paléogène	14
Néogène	16
Miocène	16
Le complexe du sel	16
L'horizon à gypses, marnes noires, Diatomées et Radiolaires	25
L'horizon rouge	25
L'horizon gris marno-gréseux	27
L'horizon gris à gypses supérieurs	29
Les couches de Răchitaşul	30
Le Sarmatien	33
Pliocène	41
Méotien	41
Pontien	54
Dacien	65
Levantini	77
Quaternaire	84
Haute terrasse	85
Terrasses supérieures	85
Terrasses moyennes	86
Basses terrasses	87
<i>Tectonique</i>	88
Unités tectoniques	88
I. L'unité formant nappe	88



	<u>Page</u>
II. L'unité miocène	89
III. L'unité sarmato-pliocène	92
Phases de sédimentation	93
Mouvements orogéniques	94

II. PALÉONTOLOGIE

<i>Généralités</i>	94
<i>Gastropoda</i>	95
<i>Genre Theodoxus</i>	95
» <i>Hydrobia</i>	96
» <i>Melanopsis</i>	97
» <i>Lithoglyphus</i>	97
» <i>Buccinum</i>	98
» <i>Pirenella</i>	98
» <i>Cerithium</i>	98
» <i>Akburunella</i>	99
» <i>Clausilia</i>	99
» <i>Limnea</i>	99
» <i>Radix</i>	100
» <i>Viviparus</i>	100
» <i>Campylaea</i>	101
» <i>Tacheocampylaea</i>	101
» <i>Eobania</i>	101
» <i>Chilostoma</i>	102
» <i>Gyraulus</i>	102
» <i>Planorbarius</i>	102
» <i>Anisius</i>	103
» <i>Helicopsis</i>	103
» <i>Helix</i>	103
» <i>Cepaea</i>	104
» <i>Barbotella</i>	104
<i>Lamellibranchiata</i>	105
<i>Genre Hyriopsis</i>	105
» <i>Cristaria</i>	105
» <i>Anodonta</i>	106
» <i>Unio</i>	107
» <i>Scrobicularia</i>	109
» <i>Congeria</i>	109
» <i>Dreissena</i>	109
» <i>Monodacna</i>	110
» <i>Limnocardium</i>	110
» <i>Didacna</i>	110
» <i>Plagiodacna</i>	110
» <i>Prosodacna</i>	110
» <i>Pseudoprosodacna</i>	111
» <i>Cardium</i>	111
» <i>Mactra</i>	111
<i>Bibliographie</i>	115



INTRODUCTION

La région étudiée dans ce travail est située dans la zone externe de la grande courbure des Carpates Roumaines, dans la moitié méridionale du dép. de Putna. Nos connaissances sur la géologie de cette région, notamment sur sa stratigraphie, étaient insuffisantes, bien qu'elle eût déjà fait l'objet d'un nombre important de travaux.

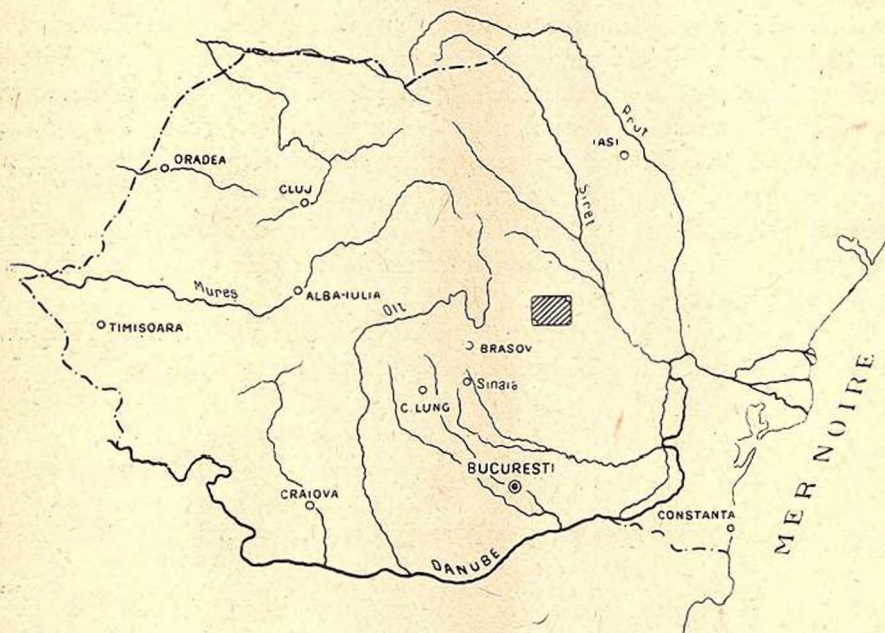


Fig. 1. — Emplacement de la région levée sur la carte du pays.

C'est pour cette raison que M. le prof. I. ATANASIU nous a proposé, en 1942, comme sujet de thèse de doctorat, le lever des dépôts sarmato-pliocènes de cette région et leur parallélisme avec ceux de la Munténie.

L'objet initial de la thèse devait être l'étude du Mio-Pliocène de la contrée limitée au N par le village Vizantea, au S par le village Năruja et le P. T. Măgura Odobestilor, c'est-à-dire l'étude d'une bonne partie de la dépression de la Vrancea. Mais, une fois engagé dans le sujet, nous avons dû, afin de pouvoir discuter utilement et dans leur ensemble les différents problèmes qui se posaient, étendre nos recherches vers le S, jusqu'à une ligne passant à quelques kilomètres au S du confluent du Milcov et du Reghiu. Quant au parallélisme du Sarmato-Pliocène de la Moldavie avec celui de la Munténie, nous avons été également obligés de commencer depuis le département de Prahova et de les étendre peu à peu le long de l'entière ré-

gion de courbure carpatique jusqu'au Trotuș. C'est ainsi que nous avons eu l'occasion de lever une série de coupes de détails, le long des vallées Budureasca dans la région de Călugăreni-Tătarul, dans la vallée du Buzău et du Pârâul Sărățelu à Berca—Ioseni, puis à Beceni—Arbănași—Beciu dans les vallées du Slănic, de Bodea, du Dracul et de Cărpiniștea et, plus au N, dans les vallées du Milcov, de la Putna, de la Păstrava, de la Sușița et du Cașin.

Les fossiles récoltés en Munténie et, une partie de ceux récoltés en Moldavie ont été envoyés, avec nos déterminations, au Musée Senckenberg de Frankfurt a. M. Ces déterminations ont été revues par M. le Dr. W. WENZ.

Nous exprimons toute notre reconnaissance à M. le prof. I. ATANASIU pour les précieux conseils qu'il nous a donnés sur le terrain, à l'occasion d'une visite dans la Vrancea et aussi pour la discipline rigoureusement scientifique qu'il nous a imposée dans les recherches.

Notre reconnaissance va aussi à M. l'Ingénieur O. BOLGIU, qui nous a prodigué des conseils éclairés sur le terrain, lors d'une excursion faite ensemble au printemps de 1942.

Nous sommes également bien reconnaissant à la Direction de l'Institut Géologique d'avoir eu la bienveillance de faire publier ce travail.

I. GÉOLOGIE

CONSIDÉRATIONS HISTORIQUES

Les premières connaissances relatives au Néogène de la partie S du dép. de Putna sont celles de GR. COBĂLCESCU (1883, p. 59—60), qui présente en lignes tout à fait générales la constitution du Salifère. GR. ȘTEFĂNESCU (1884, p. 9—17) nous donne certaines indications sur la limite du Miocène et du Pliocène et, une année plus tard, GR. COBĂLCESCU (1885, p. 273—276), revoyant la partie NW du dép. de Buzău, se réfère aussi à la Măgura Odo-beștilor, qu'il considère, d'une manière erronée d'ailleurs, comme oligocène à cause des blocs de grès de Kliwa, qui se trouvent dans les cailloutis du Levantin supérieur de cette hauteur.

SABBA ȘTEFĂNESCU, en 1897, attribue les marnes à gypses, les massifs de sel, les grès marneux et les tufs verts à l'Helvétien (Schlier). Il remarque aussi (1897, fig. 8, page 96) les rapports anormaux entre la Formation Salifère et le Sarmatien de la Vallée du Reghiu.

Plus tard, L. MRAZEC et W. TEISSEYRE (1901, 1903) présentent une description des massifs de sel et de la zone salifère; ils observent eux aussi la faille du Sarmatien, entre celui-ci et le Salifère, l'appelant « ligne péicarpatique ». Ensuite, dans les travaux de la Commission du pétrole (Comisiunea



însărcinată cu studiul regiunilor de petrol), de 1904, on étudie de plus près le contact entre le Sarmatien et le Salifère, entre Caşin (dép. de Bacău) et Să-rile (dép. de Râmnicul Sărat).

En 1906, S. ATHANASIU considère comme le 2-ème étage Méditerranéen, aussi bien les conglomérats, les marnes à Globigérines, les gypses, et le tuf dacitique, que le sel lui-même. EMM. DE MARTONNE (1907), dans son étude géographique sur les « Alpes de Transylvanie », s'occupe aussi de la dépression de Vrancea, et soutient que l'actuel réseau hydrographique a été précédé, dans le Quaternaire inférieur, par un autre réseau dominé par une rivière longitudinale.

Une année plus tard, S. ATHANASIU [1908 (1913)] étudie le Paléogène de Valea Putnei ainsi que la contrée située immédiatement au N de la région qui nous occupe; il apporte, à cette occasion, une série de contributions particulièrement précieuses pour la connaissance du Paléogène et du Mio-Pliocène de la courbure carpatique. Ainsi, en ce qui concerne l'Oligocène de Valea Putnei (p. XXX—XXXIV), l'auteur relève la présence fréquente des conglomérats verts dans la division des schistes ménilitiques, et le fait qu'à Tulnici et à l'embouchure du Pârâul Coza affleurent des conglomérats verts et des schistes ménilitiques qui viennent d'au-dessous du Salifère. Il affirme également que les rapports stratigraphiques entre l'Oligocène et le Salifère sont normaux; le Salifère surmonte en légère transgression l'Oligocène déjà plissé, le plissement continuant d'ailleurs après le dépôt du Salifère et intéressant ainsi les deux formations. A propos du Salifère du Pârâul Dragomira, il nous dit qu'il est constitué, à la partie inférieure par des schistes marneux rouges, marnes argileuses et grès schisteux à gypse, et à la partie supérieure par des schistes marneux à bancs de grès argileux sans consistance.

Quant au Sarmatien (p. XXXVII), S. ATHANASIU affirme que: « à l'extrémité S du Răchitaşul Mare (fond de la vallée du Şoimu dans le bassin du Vizăuţul), à la limite du Salifère, on remarque un affleurement d'environ 60 m constitué à sa partie inférieure par des schistes marneux puissants, ensuite par des grès schisteux blanc verdâtre, d'une épaisseur de 2 m, après quoi vient à la partie supérieure un grès blanchâtre dur, à grain fin, en bancs épais. Ce grès, très caractéristique pour le « Sarmatien » des bassins de Şuşita et de Putna, a l'aspect du grès blanc oligocène; mais il s'en différencie du fait qu'il est calcaire et parsemé de nombreuses diaclases qui le rendent facilement cassable. Le relief prononcé du Răchitaşul est causé par la dureté de ce grès et c'est pourquoi on pourrait le nommer « grès de Răchitaşul ».

Nous observons que ce dernier grès a été injustement attribué au Sarmatien par M. ATHANASIU [1908 (1913)], en se basant en cela sur la coupe du fond de la vallée du Şoimu; il est vrai qu'à la partie inférieure de l'affleurement rappelé ci-dessus on trouve des couches sarmatiennes à Mactres; mais les grès blancs supérieurs ne viennent que d'une manière toute acci-



dentelle en contact avec ceux inférieurs du Sarmatien et le long d'une ligne de dislocation, de sorte que nous ne nous trouvons pas devant une série normale et que nous ne devons pas leur attribuer l'âge du Sarmatien. La preuve en est que dans d'autres endroits, on remarque que le grès de Răchitașul repose en discordance sur des dépôts plus anciens du Salifère. En outre, un peu plus au N, dans le Pârâul Sărat, à partir de Rotilești, le long même de cette ligne de dislocation, affleurent encore des dépôts sarmatiens qui ne sont pas surmontés par le grès de Răchitașul, mais par des dépôts du Salifère.

S. ATHANASIU affirme encore (1908, 1913 p. XXXVIII) que, dans Pârâul Crimineț, on remarque dans les grès calcaires de grosses formes de *Mactra* et de *Dosinia exoleta*. Comme on le verra plus loin, nous n'avons pas réussi à trouver des *Dosinia* au N du Râmnic, bien que nous ayons recherché ces fossiles avec toute l'attention possible. Il est toutefois très probable qu'il s'agit d'une confusion avec des formes du groupe de *Mactra orbiculata*, qui ressemblent beaucoup à première vue à des *Dosinia*. En ce qui concerne le Pliocène, ATHANASIU affirme l'existence des dépôts de tous ces étages qui sont en concordance avec ceux du Sarmatien.

La même année (1908), TEISSEYRE, à l'occasion d'une discussion sur les cycles de sédimentation du Tertiaire, rappelle les facies du Sarmatien et du Méotien du dép. de Putna. Enfin, I. SIMIONESCU (1910) et L. MRAZEC (1910, p. 27—39), parlent des roches vertes provenant de l'horizon rouge du Méditerranéen de Bârsești et en général de la distribution des roches vertes dans les conglomérats tertiaires des Carpates et des Subcarpates de la Roumanie.

Des études plus systématiques sur la région ont été entreprises, un peu plus tard, par G. BOTEZ (1915, p. 38—42) et par H. GROZESCU (1915—1916). G. BOTEZ, après une série de données sur la « zone du Flysch paléogène », distingue, dans la « zone salifère miocène », deux horizons: un horizon marneux, développé à l'W d'une ligne passant par Bârsești et Năruja — et un horizon conglomératique-gréseux, à l'E de la dite ligne (p. 39). Cette question est discutée également par H. GROZESCU qui distingue, dans le Salifère miocène du dép. de Putna, trois horizons, à savoir:

1. Un horizon supérieur de tufs dacitiques et marnes à Globigérines;
2. Un horizon moyen de marnes et grès marneux;
3. Un horizon inférieur de gypses, gisements de sel, conglomérats verts, couches rouge violacé et grès à ripple-marks.

Le grès de Răchitașul est considéré comme sarmatien, ce qui était aussi l'opinion de S. ATHANASIU (1913); M. H. GROZESCU observe également le passage insensible du Sarmatien au Pliocène; et donne même une liste de fossiles daciens provenant de Valea Putnei et de Găuri; mais nous verrons que ces fossiles sont en partie pontiens.



H. GROZESCU (1916, p. 92—94) expose brièvement la constitution géologique du bassin de la Putna, depuis ses sources jusqu'à Coza; il remarque, entre autres, que le Flysch constitue le couronnement de plusieurs collines, comme Măgura Spineștilor, Coza, etc.; ce sont des lambeaux qui flottent aujourd'hui sur le Salifère, étant séparés du reste de la nappe par l'action de l'érosion. Il décrit ensuite la Formation salifère, qui est constituée, d'après lui, par les quatre subdivisions suivantes, de haut en bas:

a) un horizon supérieur de grès, sables micafères argileux, à puissantes intercalations de tuf dacitique de couleur blanchâtre, grise ou verte;

b) suit, vers le bas, un horizon d'argiles gypseuses, marnes grises sableuses, gypses en très grande quantité avec des intercalations puissantes de grès jaunâtres à ripple-marks;

c) puis un horizon de grès gris noirâtre, verdâtres ou rougeâtres, à grain fin ou conglomératique;

d) enfin, à la base, un dernier horizon, formé par des argiles, des gypses et des massifs de sel.

Pour ce qui a trait à la tectonique, l'auteur nous informe que le Salifère miocène de Valea Putnei présente une structure en écailles; il remarque d'autre part — comme de leur côté S. ATHANASIU et G. BOTEZ — la concordance stratigraphique et tectonique entre le Sarmatien et le Pliocène, qui sont plissés ensemble.

A l'occasion de discussions à propos de la Formation salifère et de l'âge des massifs de sel, S. ATHANASIU (1916, p. 22—32), G. MACOVEI (1916, p. 32—51) et, ensuite PREDA, POPESCU-VOITEȘTI et GROZESCU (1917) se sont référés au Miocène du département de Putna.

D. M. PREDA (1917, p. 19) distingue, dans la Formation salifère du département de Bacău, deux séries:

1. Une série inférieure formée par des marnes, argiles, grès, gypses et gisements de sel;

2. Une série supérieure constituée, à la base, par des conglomérats verts de Petricica, suivis par un horizon rouge, puis par un horizon à marnes et gypses supérieurs et, enfin, au sommet un horizon grés-sableux à tufs dacitiques et intercalations de calcaires à *Lithothamnium*.

Des recherches plus détaillées ont été entreprises par S. MATEESCU (1927 a, 1927 b, 1930 a, 1930 b, 1937, 1938). L'auteur étudie la région comprise entre le Râmnic et le Milcov, s'occupant à cette occasion aussi de notre région. Il rappelle — relativement à la constitution du Salifère — des données déjà établies en lignes générales par S. ATHANASIU [1908 (1913)], G. BOTEZ (1915) et H. GROZESCU (1916). A propos du grès de Răchitașul, il soutient, contrairement à l'opinion de S. ATHANASIU et G. BOTEZ, qu'il est d'âge éocène (1930). Il nous informe aussi que, dans la succession des couches du Tortorien supérieur, il existe une lacune stratigraphique et que le Buglovien



comprend des marnes bleues compactes, à Mactres à coquille mince, et de rares intercalations de grès en plaquettes. Quant à nous, nous avons constaté que des Mactres à coquille mince se rencontrent dans la partie supérieure du Sarmatien, notamment dans le Kersonien, mais pas dans le Buglovien dont nous n'avons pas pu constater l'existence en cette région. En ce qui concerne le Sarmatien, il affirme qu'il comprend des marnes grises, plus rarement des marnes rouges, que nous-mêmes avons également trouvées mais seulement à la limite d'entre le Sarmatien et le Méotien, puis des grès marneux, calcaires à *Mactra* et *Cérithes*, et aussi des conglomérats.

Quant au Pliocène, il forme une succession continue de couches d'environ 3000 m d'épaisseur, en concordance avec celles du Sarmatien. A ce sujet, on remarque une contradiction, car S. MATEESCU affirme qu'en certains endroits le Méotien est transgressif au delà des limites du Sarmatien et qu'il est formé par des conglomérats, suivis de grès, sables et marnes, plus rarement de calcaires organogènes, grès calcaires oolitiques et charbons. A propos du Pontien qu'il est régressif par rapport au Méotien et qu'il fait défaut dans les vallées de la Putna et du Milcov.

Du point de vue tectonique, l'auteur constate que la zone péricarpatique (c'est-à-dire la portion comprise entre le Flysch et la ligne péricarpatique) est plissée en plis serrés, renversés vers l'extérieur et que le chevauchement de la zone péricarpatique par-dessus de la zone subcarpatique (portion à l'extérieur de la ligne péricarpatique) a eu lieu à peine pendant les mouvements de la fin du Pliocène et avant le début du Quaternaire.

Plus tard, M. PAUCĂ, dans une série de publications (1937, 1938 a, 1938 b, 1942 a, 1942 b, 1942 c) essaye d'apporter de nouvelles contributions à la connaissance géologique de la région. C'est ainsi qu'il affirme (1938), à l'occasion de la discussion sur la position tectonique du « grès de Răchitașul », que celui-là serait d'âge éocène, affirmation contredite par D. ȘTEFĂNESCU (1938), D. PREDA et G. MACOVEI (1938), qui le considèrent comme helvétien supérieur-tortonien. M. PAUCĂ revient plus tard sur sa première opinion et le considère comme appartenant au Tortonien.

L'auteur signale aussi dans la vallée de l'Algeanu et à l'embouchure du Pârîul Sărat, des affleurements d'Oligocène — que nous considérons comme un facies dysodilique du Miocène — et, en collaboration avec M. ILIE (1940, p. 46—50), affirme — contrairement à ce que S. MATEESCU avait soutenu (1927) — que le Pliocène est complètement développé jusqu'au Trotuș, sans aucune lacune stratigraphique.

Du point de vue géographique, M. PAUCĂ (1942 c. p. 14) soutient aussi à l'encontre d'EMM. DE MARTONNE, que l'actuel réseau hydrographique, formé par des cours d'eau mixtes, transversaux et longitudinaux, a été précédé dans le Quaternaire inférieur par un autre réseau dominé par des vallées transversales; que l'hydrographie actuelle de la région de courbure est le



résultat de l'adaptation d'un ancien réseau de rivières transversales à la tectonique des dépôts traversés aujourd'hui par les rivières en créant de nombreuses portions longitudinales de cours d'eau.

Tout dernièrement, le nord de notre région a été étudié aussi par I. DUMITRESCU (1942, 1943), qui considère également le grès de Răchitașul comme tortonien; on lui doit une stratigraphie plus exacte du Miocène; et il ajoute que les dépôts du Pliocène sont tout à fait développés; mais on ne peut trouver aucun criterium pour les classer.

Plus récemment encore, O. BOLGIU (1944), reprenant la partie méridionale de notre région, réussit à diviser le Pliocène de la vallée du Milcov sur la base des trouvailles paléontologiques. Quant au Sarmatien, il affirme qu'il comporte trois horizons bien distincts: à la base, les « couches d'Andrieșul », représentant le Buglovien et peut-être même une partie du Volhynien; au milieu, un horizon marneux, renfermant des *Mactra* à coquille épaisse, comme *M. fabreana*, etc. et représentant le Volhynien et le Bessarabien; enfin, à la partie supérieure, un horizon calcaire à *Mactra* à coquille mince, du groupe de *M. Caspia*, et qui doit être attribué au Kersonien.

O. BOLGIU a montré également que dans le Salifère, au-dessous de l'horizon rouge et par-dessus le complexe à sel, on trouve parfois un horizon gris renfermant souvent des gypses et des schistes dysodiliques, qui ont été considérés par d'autres auteurs (S. MATEESCU, 1937, M. PAUCĂ, 1942 a) comme oligocènes.

I. PĂTRUȚ (1944), à l'occasion des communications de MM. GR. POPESCU et FL. OLTEANU (1943) sur la « brèche du sel », exprime l'idée que le massif de sel de Valea Sării serait d'âge tortonien.

Enfin, dans une note préliminaire à caractère plus général, à propos du Mio-Pliocène entre les vallées du Milcov et du Trotuș (R. CIOCÂRDEL, 1944), nous avons annoncé quelques-uns des résultats du présent travail.

*

De l'ensemble de ces informations, nous retenons comme données bien établies les suivantes:

a) Au sujet du Flysch de Valea Putnei et du contact entre le Flysch et le Miocène, il reste comme fait prouvé par S. ATHANASIU que l'Oligocène contient de nombreux conglomérats verts dans la division des schistes ménilitiques, et que, à Tulnici et au confluent de la rivière Coza, apparaissent des conglomérats verts oligocènes et des schistes ménilitiques qui viennent d'au-dessous du Salifère, ensuite que le Salifère a transgressé, sur une petite distance, le bord de l'Oligocène déjà plissé et que ce plissement a continué après le dépôt du Salifère, en intéressant ces deux formations.

Nous retenons aussi de H. GROZESCU (1916) que le Flysch constitue le couronnement de certaines collines et que ces couronnements flottent au-



jourd'hui sur le Salifère et se trouvent complètement séparés du reste de la nappe, par suite de l'érosion.

b) Pour ce qui concerne la zone miocène, nous retenons, comme plus complète, la division présentée par D. M. PREDA (1917, p. 19), dont nous avons parlé plus haut. Il nous faut toutefois compléter cette division par les observations de O. BOLGIU (1944), qui a constaté quelquefois dans le Salifère, au-dessous de l'horizon rouge et au-dessus du complexe à sel, la présence d'un horizon gris renfermant souvent des gypses et des schistes à aspect dysodiliforme.

En ce qui concerne le grès de Răchitaşul, mis en évidence sous cette appellation par S. ATHANASIU (1908, 1913), nous nous arrêtons aux précisions de MM. D. ŞTEFĂNESCU (1938), I. DUMITRESCU (1943) et O. BOLGIU, qui lui attribuent un âge tortonien. Pour ce qui regarde le Sarmatien, nous adoptons la division récente proposée par BOLGIU (1944), qui distingue trois horizons: à la base, les « couches d'Andrieşul », représentant le Buglovien et peut-être même une partie du Volhynien; au milieu, un horizon marneux, volhynien supérieur et bessarabien; enfin, à la partie supérieure, un horizon calcaro-gréseux, attribuable au Kersonien.

c) A propos de la zone sarmato-pliocène, il reste établi par S. ATHANASIU [1908 (1913)], G. BOTEZ (1915) et H. GROZESCU (1916), qu'entre les dépôts pliocènes et ceux du Sarmatien, il existe une concordance stratigraphique et tectonique, les deux catégories ayant été plissées ensemble. Quant au développement de ces dépôts, S. ATHANASIU a montré [1908 (1913)] que, sur la Şuşiţa tous les étages du Pliocène sont représentés, tandis que M. ILIE et M. PAUCĂ (1940) affirment que les dépôts pliocènes sont complètement développés dans la région de courbure carpatique.

STRATIGRAPHIE

Les dépôts qui affleurent dans notre région appartiennent aux divisions stratigraphiques qui suivent: Quaternaire, Pliocène, Miocène, Paléogène.

Nous les passerons ici en revue, en commençant par les plus anciens.

PALÉOGÈNE

Le Paléogène est développé dans l'W de la région sous le facies Flysch et forme les plus anciens dépôts qu'on y rencontre. Nous nous sommes limités — comme ces dépôts n'entrent pas directement dans notre sujet d'étude, qui est celui du Mio-Pliocène — à suivre et à marquer sur la carte la seule limite externe de ce Flysch.

Il existe toutefois quelques affleurements paléogènes en enclave dans la zone miocène, comme aussi des dépôts qui ont été considérés paléogènes par différents auteurs. C'est ainsi que nous avons retrouvé les affleurements



déjà décrits et rappelés par H. GROZESCU à Măgura Spineștilor et à Coza-Tulnici, où se trouvent trois lambeaux de recouvrement. De même, nous avons remarqué la bande de dépôts oligocènes qui affleurent sous le Salifère, à Tulnici et à l'embouchure du Pârîu Coza — bande découverte par S. ATHANASIU dès 1908 (1913). Quant aux dépôts cités dans Valea Algheanului et à l'embouchure du Pârîu Sărat, attribués par d'autres auteurs au Paléogène (MATEESCU, 1937; PAUCĂ 1942), nous les considérons comme miocènes (méditerranéens) et nous nous en occuperons en détail au chapitre respectif.

Les lambeaux de recouvrement sont, en général, des témoins de flancs inverses appartenant à des plis couchés vers l'E de la bordure du Flysch.

Cette idée est appuyée par le fait que, dans Valea Neagră, dans Măgura Spineștilor, il existe un lambeau oligocène en situation inverse, supporté par le Méditerranéen tout à fait inférieur, celui-ci formé par des marnes salées sel et gypses — Méditerranéen qui se trouve en complète discordance par rapport à l'horizon gris sur lequel il a glissé. Dans la même situation se trouvent également les lambeaux oligocènes de Coza.

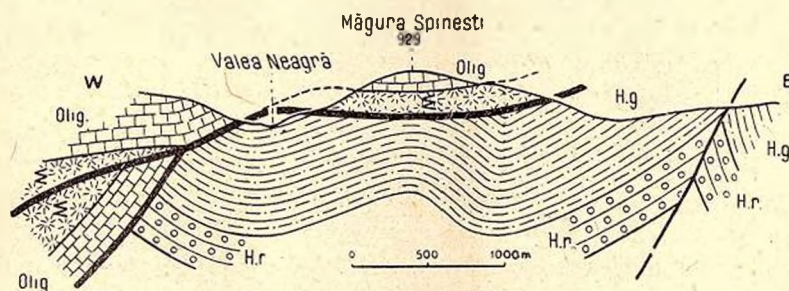


Fig. 2.

Olig., Oligocène; Σ, Complexe du sel massif et argiles à blocs; H.r., Horizon rouge; H.g., Horizon gris,

Il est difficile de parler encore à l'heure actuelle d'une stratigraphie exacte de ces dépôts, écrasés par le charriage et qui ne comportent que la partie tout à fait terminale de l'Oligocène. A la constitution de cet Oligocène prennent part le grès de Kliwa à intercalations de dysodiles, ménilites et de conglomérats à schistes verts, ainsi qu'on peut l'observer dans Valea Coza et dans le lambeau du Dealul Muncelu. La bande oligocène qui s'étend de Coza à Tulnici, remarquée par S. ATHANASIU (1913) et qui est très probablement enracinée, est constituée par des grès de Kliwa, très écrasés et ménilitisés, des dysodiles et de puissants conglomérats à éléments verts, épais de 8 à 10 m. La présence des conglomérats dans les niveaux des schistes ménilitiques a été relevée par S. ATHANASIU dès 1908 (1913). A remarquer que, les conglomérats oligocènes sont cantonnés sur le flanc ouest de cette bande et qu'ils sont immédiatement surmontés par une série exempte de strati-

fication nette, d'argiles salées gris noirâtre, à blocs de gypse et de sel massif; dans ces conditions il est malaisé de préciser s'il y a ou non d'une façon à l'autre, une continuité de sédimentation.

NÉOGÈNE

MIOCÈNE

1. Dans l'état actuel de nos connaissances nous estimons que les dépôts miocènes de notre région peuvent être classifiés comme suit:

Sarmatien	{	Kersonien
		Bessarabien
		Couches d'Andrieșul (Volhynien)
		Discordance
Tortonien	{	Couches de Răchitașul
		Discordance
Helvétien	{	Horizon à gypses supérieurs
		Horizon gris marno-gréseux
Burdigalien	{	Horizon rouge
		Horizon à gypses, marnes noires, couches à Diatomées et
Aquitaniien	{	Radiolaires
		Complexes du sel

LE COMPLEXE DU SEL

C'est le plus ancien parmi les dépôts méditerranéens. Comme position stratigraphique, il est plus récent que l'Oligocène et plus ancien que l'horizon à gypses, marnes noires, couches à Diatomées et Radiolaires.

Nous entendons par ce terme de « complexe du sel » le sel proprement dit et l'argile à blocs (la brèche du sel) qui, à la façon d'un manteau, enveloppe les massifs de sel.

Le long des deux lignes principales de dislocation (la ligne péricarpatique (MRAZEC-TEISSEYRE, 1901, 1902) et la ligne de chevauchement du Flysch), comme aussi en pleine zone miocène, affleure un nombre important de massifs de sel. Leur forme, en surface, est généralement elliptique. Le sel se présente aussi en couches d'épaisseur variable, montrant des intercalations d'argiles gris bleuâtre.

Les massifs de sel sont en général enveloppés par un manteau d'argile gris bleuâtre et de marnes noirâtres, englobant des blocs d'aspect bréchi-forme et de différentes origines et dimensions. Cette enveloppe est dénommée la « brèche du sel » ou l'« argile à blocs du sel ». Les blocs de cette argile ont des provenances variées; certaines ont une origine carpatique—montrant un matériel paléogène, —d'autres sont originaires de la Dobrogea (schistes



verts, granites, etc.). On y remarque aussi des calcaires mésozoïques, qui pourraient être aussi de provenance dobrogéenne.

D'après le niveau atteint par l'érosion, les massifs de sel apparaissent plus ou moins dégagés. Souvent affleure le sel massif; d'autres fois, on n'a devant soi que la brèche accompagnée de sources et d'efflorescences salines, ou seulement des sources salées, indiquant la présence en profondeur d'un massif de sel. Au cours de nos recherches, nous avons étudié, le long des principales lignes de dislocation, les massifs et les terres salantes suivantes, en allant de l'extérieur vers l'intérieur:

a) *Massifs de sel et terres salantes le long de la ligne péricarpatique.* Des massifs importants affleurent à Valea Sărei, à Lunca, au début du Pârâul Chilimetea et à Reghiu. A Valea Sării, le massif se trouve dans Pârâul Sărat; le sel apparaît ici enveloppé dans un manteau d'argiles et de marnes d'un noir grisâtre, à blocs d'aspect bréchiforme, formées en général de matériel paléogène (ménilites, grès de Kliwa, grès de Tarcău, grès et calcaires éocènes). Les schistes verts sont très rares; nous n'en avons trouvé que peu de fragments. Les dimensions des blocs ne dépassent pas habituellement 20 cm de diamètre. Sur la brèche, reposent de nombreux blocs de gypses noirâtres, qui — d'après M. BOLGIU qui les a analysés (1944) — sont colorés ainsi du fait de la présence de restes charbonneux, d'oxydes de manganèse et de bitume. Souvent, on observe que ces blocs sormontent la brèche en stratification normale; d'autres fois, à cause du plissement et de l'écrasement subi, ils apparaissent mélangés et pétris ensemble avec la brèche; de ce fait, leur position, à première vue, semble quelque peu obscure.

Au-dessus des gypses, suit normalement une série d'environ 80 m d'épaisseur, de marnes grises à minces intercalations de grès et de gypses; dans cette série, à 20 m environ de hauteur, au-dessus des gypses noires de là-bas, se trouve une couche d'approximativement 12 cm de marnes, gris jaunâtre jusqu'au brun, qui contiennent des Diatomées et, un peu plus haut, à peu près à 2 m au-dessous des premières marnes et grès conglomératiques appartenant à l'horizon rouge, se remarque une autre assise à Radiolaires (coupe C. fig. 4). Les Diatomées sont rares; comme

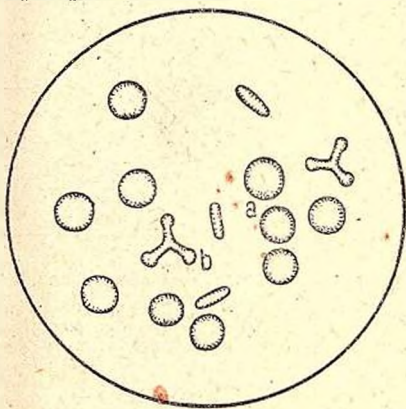


Fig. 3.

la figure annexée (a, Fig. 3) le montre bien, il y a quelques formes arrondies, vues de face, et plates sur la tranche. Il y a aussi quelques exemplaires de *Ropalastrum* (b, Fig. 3). Quant aux Radiolaires, nous avons trouvé des

spicules de formes variées, provenant de squelettes siliceux et très délicats de ces formes.

Les deux assises mentionnées ont — comme on le verra mieux plus loin — une particulière importance, étant caractéristiques pour l'horizon situé entre le complexe à sel et l'horizon rouge.

Les coupes ci-jointes (Fig. 4) montrent la situation: près du confluent du Pârâul Sărat et de la Putna, puis un peu en amont (environ 200 m au

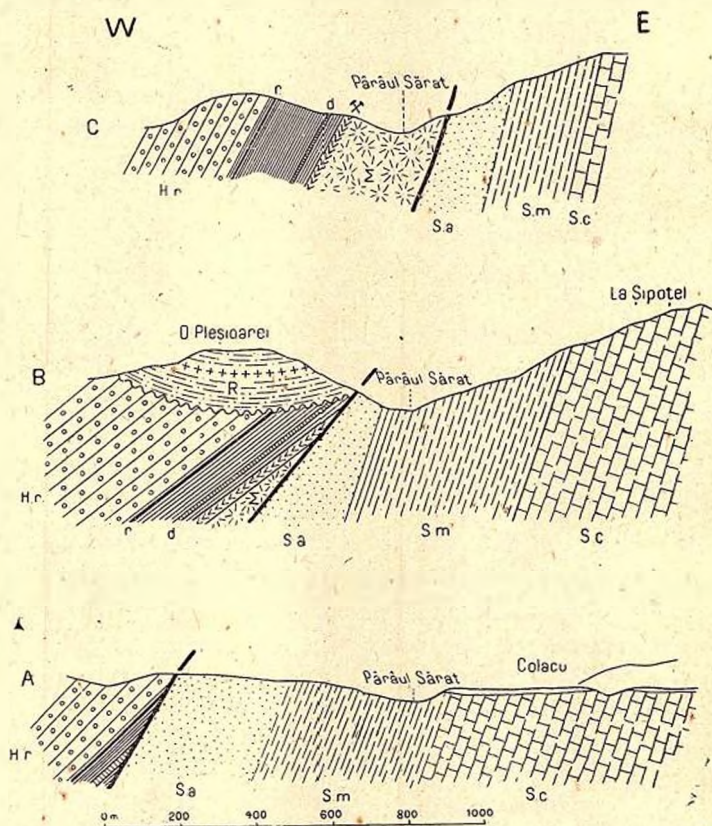


Fig. 4. — Coupes dans la région du massif de sel de Valea Sării.

Σ, Complexe du sel (sel massif et argiles à blocs); d, couches à Diatomées; r, couches à Radiolaires; H.r., Horizon rouge; R, Couches de Răchitașul; S.a., Couches d'Andrieșul; S.m., Horizon marneux du Sarmatien; S.c., Horizon calcaire du Sarmatien.

N du pont, entre Colacu et Valea Sărei, devant le Dealul Pleșiorul); enfin, la situation en face de la grotte où les habitants s'approvisionnent en sel. Il ressort clairement de l'examen de ces profils que la position du massif de sel est au-dessous de l'horizon rouge; à ce sujet, nous estimons dépourvu de fondement l'essai tenté par I. PĂTRUȚ (1944) de lui attribuer un âge tortonien.



I. PĂTRUȚ se basait sur la coupe du Dealul Pleșioarei, où les couches d'Andrieșul, avec les terres salantes de leur soubassement, viennent en contact avec les dépôts transgressifs des couches de Răchitașul, et considérait qu'il s'agit d'une série continue; en réalité, les couches de Răchitașul du Dealul Pleșioarei reposent en discordance sur l'horizon rouge du Méditerranéen.

Sur la rive droite de la Putna, à Lunca-Pârâul Sărat, se trouve un autre massif de sel, lequel — comme celui de Valea Sărei — grimpe sur le dos des dépôts sarmato-pliocènes qu'il lamine et chevauche. La brèche est constituée par des éléments paléogènes: grès de Kliwa, ménilites, grès de Tarcău, et calcaires éocènes. Nous avons remarqué aussi des fragments de schistes verts, mais qui sont très rares. Dans la partie W, la brèche supporte normalement des dépôts de 80 cm d'épaisseur environ, constitués par des marnes gris bleuâtre parfois noirâtres, grès et de minces bancs de gypse. Comme à Valea Sărei, les deux couches caractéristiques, à Diatomées et à Radiolaires, apparaissent ici également (Fig. 5).

Un peu plus au S, dans Pârâul Chilimetea, passant en contre-bas de la colline du Finiș, apparaissent des sources salées et une brèche offrant les mêmes éléments que celles de Lunca et de Valea Sărei. La situation tectonique est identique.

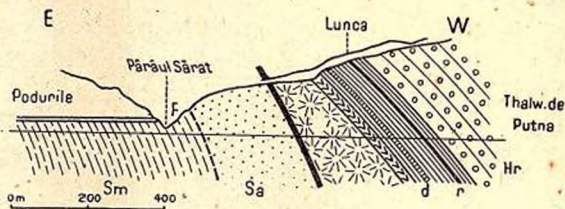


Fig. 5. — Coupe dans la région du massif de sel de Lunca.

S., Complexe du sel (sel massif et argiles à blocs); d, couches à Diatomées; r, couches à Radiolaires; H.r., Horizon rouge; S.a., couches d'Andrieșul; S.m., Horizon marneux du Sarmatien.

A Reghiu, à proximité de l'église, un autre massif de sel apparaît dans les mêmes conditions sur le dos des dépôts sarmato-pliocènes. La brèche de ce massif contient aussi des éléments empruntés au Paléogène, ménilites, grès de Kliwa, de Tarcău, etc., éléments qui ne dépassent pas 20 cm en diamètre. La brèche supporte — comme à Valea Sării — des gypses noirs. La ressemblance entre les deux massifs est grande, aussi bien comme aspect, que comme position tectonique. A la partie méridionale du massif, c'est-à-dire au S de Pârâu Reghiu, affleure, sur une faible distance, l'horizon à marnes noires et gypses, surmonté par l'horizon rouge. Ici aussi nous avons noté la présence de la couche à Diatomées, mais sans y trouver aussi celle à Radiolaires; d'ailleurs l'affleurement n'était pas en bon état au moment de notre séjour dans cette contrée.

b) *Sources salées.* Le long de la ligne occidentale, Dealul Chinului-Gornet, dans le ruisseau de Fundul Papei et dans un petit tributaire du Pârâul

Poeniței, des sources salées apparaissent dans la base de l'horizon rouge. Les brèches n'y sont pas visibles.

c) *Massifs de sel et les terres salantes de la ligne Topești—Prisaca W—Răiut—Pârâul Boului.* Le long de cette ligne, un massif de sel existe dans la partie ouest du Vârful Răiut, situé au confluent du Pârâul Șipotelor et du Pârâul Sărat (Reghiu). Ici, le sel est enrobé dans une brèche dont les éléments sont originaires du Paléogène (grès de Kliwa, ménilites, calcaires éocènes, grès de Tarcău, très rarement des éléments de roches vertes). Le sel est flanqué à l'E par l'horizon rouge, visible seulement sur une aire restreinte; à l'W il supporte une série marno-gréseuse gris foncé, atteignant 250 m d'épaisseur, présentant de puissantes intercalations de gypses, série suivie par l'horizon rouge de l'autre flanc. Cette série apparaît ici bien plus développée que dans n'importe quel autre endroit de la région. Au-dessus des gypses épais de 7 à 10 m, qui recouvrent immédiatement la brèche, suivent des grès gris et des marnes. A environ 20 m au-dessus des gypses, on rencontre la couche à Diatomées, suivie par une alternance de grès gris blanchâtre très puissants, en bancs de 40 à 50 cm, montrant des intercalations de marnes noirâtres variant en épaisseur de 0,20 m à 0,50 m, et de gypses. A la partie supérieure, les marnes et les gypses prédominent et, à quelques mètres au-dessous de l'horizon rouge, on trouve le niveau à Radiolaires.

Le fait mérite d'être souligné: tandis que dans les massifs qui jalonnent la ligne péricarpatique, l'assise à Diatomées et l'assise à Radiolaires sont séparées l'une de l'autre par des dépôts d'une épaisseur d'environ 60 m, ici ces dépôts atteignent jusqu'à 200 m. Dans tous les cas, en partant du fait

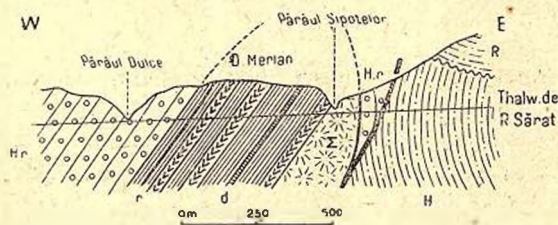


Fig. 6. — Coupe du massif de sel dans la région du Pârâul Sărat-Pârâul Șipotelor Reghiu.

Σ, Complexe à sel, sel massif et argiles à blocs; r, couches à Radiolaires; d, couches à Diatomées; H.r., Horizon rouge; H. Horizon gris; R, Couches de Răchitașul.

que le dernier massif est flanqué des deux côtés par l'horizon rouge, nous croyons que sa situation est suffisamment nette pour pouvoir constituer une preuve de l'existence, entre le complexe à sel et l'horizon rouge, d'un paquet de couches marneuses grises à grès et gypses et de minces intercalations de marnes fines à Diatomées et Radiolaires (Fig. 6).

Le long d'une dislocation de moindre importance située à l'W de la principale, dans le tributaire arrivant du S dans Pârâul Boului, près du Pârâul Lucociu, affleure sur une étendue restreinte la brèche d'un massif avec des sources salées. Cette brèche, dont les éléments proviennent du Paléogène

(ménilites, grès de Kliwa), avec un apport très réduit de schistes verts, éléments qui ne dépassent pas 10 cm de diamètre, chevauche à l'E les dépôts du Méditerranéen gris, tandis qu'à l'W elle supporte la série, esquissée plus haut, formée de marnes gris noirâtre à gypses, Radiolaires et Diatomées; les affleurements de cette série ne sont pas toutefois bien profilés pour pouvoir suivre celle-ci d'une façon satisfaisante.

d) *Massifs de sel et terres salantes le long de la ligne Est-Negrilești — Bodești—Valea Alghianului—Năruja—Stroești.* Nous trouvons sur cette ligne des massifs de sel dans Valea Alghianului, dans Pârâul Văsui et à Năruja; dans leur prolongement, à Poeni, on remarque des sources salées. Le massif affleurant dans l'Alghianul et le Văsui présente une brèche à éléments paléogènes (grès de Kliwa, ménilites, grès de Tarcău) et plus anciens, accompagnés par d'autres roches vertes, granites, porphyres, etc. en une quantité toutefois plus restreinte. La brèche des massifs de Năruja offre une proportion plus élevée de schistes verts et, au-dessus d'elle, sur le flanc oriental, on observe même un banc puissant d'environ 15 m de conglomérats très développés, à éléments de schistes verts, de granites, porphyres, etc.

Ces conglomérats sont suivis par un horizon de marnes et de grès à intercalations de gypses, puis par l'horizon rouge. Dans Valea Smeului, un peu en amont du confluent du Pârâul Alghianului, la brèche est normalement surmontée par des schistes marneux dysodiliformes, attribués par S. MATEESCU (1937), puis par M. PAUCĂ (1942), à l'Oligocène. Ces schistes sont suivis par quelques bancs de marnes et de grès surmontés à leur tour par l'horizon rouge (Fig. 7).

Nous considérons ces schistes comme appartenant au Méditerranéen inférieur, car ils se trouvent intercalés parmi les dépôts de cette formation. Le facies ménilitique de ces schistes provient d'après O. BOLGIU (1944) de la silicification de certains bancs minces de cinérites englobant l'assise à Diatomées qui se trouve, comme on l'a vu, au-dessus de la brèche. Le fait est, croyons-nous, suffisamment illustré par la coupe ci-jointe (fig. 7), montrant que le niveau à Diatomées est compris dans l'ensemble schisteux à facies dysodilique. Ce fait s'observe aussi dans le flanc ouest du massif de Năruja, où apparaissent également des schistes analogues, décrits par O. BOLGIU (1944).

Tandis que le massif de Valea Alghianului présente une tendance très forte au chevauchement, venant en contact vers l'E avec l'horizon gris, le

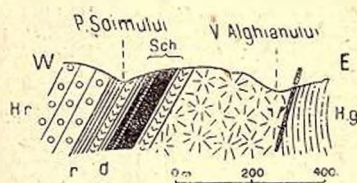


Fig. 7.— Coupe du massif de sel de la Valea Alghianului.

Σ, Complexe du sel (sel massif et argiles à blocs); d, couches à Diatomées; r, couches à Radiolaires; Sch, schistes d'aspect dysodilique contenant une couche à Diatomées (d); H. r., Horizon rouge; H.g., Horizon gris.

massif de Năruja présente des flancs à peu près normaux. Plus au S, à Poeni, apparaissent le long de la ligne de fracture où affleurent les massifs de Valea Algeanului, du Văsui et de Năruja, une série de sources salées, indiquant l'existence en profondeur d'un massif de sel.

e) *Massifs de sel le long de la ligne Tulnici—Spinești—Văsui—Pârâul Sărat—Paltinul.* Le long de cette ligne affleurent des massifs de sel à Tulnici, Spinești, Văsui, Pârâul Sărat, au confluent des ruisseaux Hodorogul et Bosni du Pârâul Sărat, à Nistorești, enfin plus au S, à Paltinul. Ces massifs et ces affleurements de sel traversent et laminent les dépôts du Méditerranéen, montrant souvent un caractère diapir très net. A l'E, ils viennent en contact avec les dépôts de l'horizon à gypses supérieurs, à l'W avec ceux de l'horizon gris. A l'intérieur de la ligne de chevauchement, d'autres fractures transversales se sont produites, et le sel, s'infiltrant massivement aux points de raccord de ces lignes, se présente dans cette zone comme une section presque triangulaire. Aussi bien à Tulnici, qu'à Spinești, Văsui et Paltinul, le sel apparaît enrobé dans une brèche à éléments de ménilites, Kliwa, Tarcău, calcaires éocènes, grès sénoniens, etc. et aussi de schistes verts; les blocs ne dépassent pas en général 15 cm de diamètre; mais, plus rarement, j'ai vu des blocs de 50 cm et même davantage.

Le massif de Nistorești—Valea Humei—Valea Pețicului représente l'un des plus puissants affleurements de sel de la région. La brèche contient — en dehors d'éléments de grès de Kliwa, de grès de Tarcău, de ménilites, de calcaires éocènes et sénoniens — une grande proportion de schistes verts, de granites, etc.; ces éléments sont surtout fréquents à l'extrémité nord du massif. Au même endroit, la brèche est surmontée par un banc puissant d'à peu près 50 m, de conglomérats exclusivement constitués par des éléments de schistes verts, de granits, porphyres calcaires, etc., le diamètre de ces éléments atteignant parfois 2 m. Dans Valea Humei, la brèche contient des nids de matériel blanc, provenant probablement de la désagrégation des éléments feldspathiques qui entrent dans la constitution de nombreuses roches granitiques. Vers l'W, le massif est flanqué par un horizon marno-gréseux gris, épais d'environ 80 m, qui contient des couches à Diatomées, à Radiolaires et des gypses. Par-dessus s'étend l'horizon rouge.

f) *Brèche et sources salées des vallées de Hăulești et du confluent du ruisseau Rupturile et du Pârâul Sărat, en contre-bas du Dealul Feticu.* Ces affleurements sont relativement réduits et s'alignent suivant une fracture longitudinale passant à environ 3 km à l'W de Văsui et à 1 km à l'W du Dealul Feticu. Vers l'E la brèche, qui offre des schistes verts associés à du matériel paléogène, vient en contact avec l'horizon gris du Méditerranéen et à l'W avec l'horizon rouge.



g) *Brèche et sources salées de la proximité du confluent du Văsui avec Pârâul Ploștina*. C'est un affleurement de sel de dimensions tout à fait réduites se trouvant le long d'une dislocation longitudinale peu étendue. Quelques éléments de schistes verts, de ménilites et de grès de Tarcău sont visibles autour de ces terres salantes.

h) *Auréole de terres salantes autour de Măgura Spineștilor*. Sur cette colline comme nous l'avons signalé plus haut, existe un lambeau de recouvrement oligocène en position inverse, supporté par le Salifère; ce dernier est en complète discordance (fig. 2) par rapport à la structure de l'horizon gris par-dessus lequel il a glissé. Le complexe à sel, qui supporte l'Oligocène, est constitué par des marnes gris noirâtre, des gypses et du sel; du fait des poussées intenses et du laminage qu'il a subi, on ne peut plus y déceler une stratigraphie précise. De nombreuses sources salées entourent le lambeau d'Oligocène.

i) *Massifs de sel de la ligne de chevauchement du Flysch*. Le long de cette ligne se trouvent des affleurements de sel, des sources salées et des gypses. à la bordure du Flysch, jalonnant le segment depuis Tulnici—Coza jusqu'au Pârâul Adânc.

D'une manière générale, le Flysch chevauche la zone miocène sur une portion assez large, comme S. ATHANASIU l'a remarqué d'ailleurs il y a longtemps [1908 (1913)]. Ce fait s'observe en de nombreux endroits de notre région; il y a toutefois des portions, où un passage insensible se remarque de l'Oligocène au complexe à sel; ainsi, Valea Coza nous offre — de l'W à l'E — la succession suivante: dysodiles, un horizon de 20 à 30 m de conglomérats verts, puis un ensemble de marnes et de grès gris puissant de 150 à 200 m montrant quelques intercalations de gypses et, enfin le complexe à sel.

Tout le complexe à sel de cette zone est généralement plissé et tectonisé de manière intense, du fait du chevauchement par le Flysch; ce chevauchement a eu lieu après le dépôt du complexe à sel, qui a été plissé en même temps que le Flysch. Le fait que le complexe à sel est constitué par des roches peu cimentées et dépourvues de consistance, a nécessairement facilité son écrasement intense sous la lourde masse chevauchante du Flysch; il s'ensuit que sel, blocs d'argile et gypses sont non seulement plissés, mais comme pétris ensemble. Sous les lambeaux du Paléogène à situation inverse, nous devrions normalement observer un passage continu au complexe à sel; le fait ne s'observe toutefois que rarement et de manière incomplète; ainsi, à la base du lambeau du Dealul Muncelu, on observe dans les grès de Kliwa et les dysodiles peu de conglomérats verts et, au-dessous de ceux-ci, des argiles à blocs et à sel complètement dépourvues de stratification.



En dehors de ces affleurements de sel, nous avons encore observé des sources salées dans Valea Farcașului, à Reghiu, et au S du Dealul Ghergheleu; ces affleurements étant en connexion avec des formations plus récentes, nous nous en occuperons lorsque nous décrirons, plus loin, ces formations.

* * *

Il résulte de ce que nous venons de consigner que, la position stratigraphique des massifs de sel est entre l'Oligocène et l'horizon à gypses, marnes noires, couches à Diatomées et à Radiolaires. Nous avons noté qu'en général le sel est enrobé dans un manteau d'argiles à blocs (la brèche du sel), au-dessus duquel se trouvent des gypses noirâtres, puis, dans certains endroits, des conglomérats à éléments de schistes verts, eux-mêmes suivis par un complexe d'argiles, marnes grises, gypses en bancs puissants, couches à Diatomées et à Radiolaires et, enfin, par-dessus, l'horizon rouge. Si l'on regarde la question en détail, on constate que les brèches des massifs jalonnant la ligne péricarpatique, offrent très peu de schistes verts qui sont généralement constitués par des éléments paléogènes. A mesure qu'on avance vers l'intérieur, les brèches respectives s'enrichissent en éléments exotiques, schistes verts, granits, porphyres, etc., tandis qu'à Valea Sării, j'ai trouvé avec beaucoup de difficultés quelques fragments de schistes verts. En ce qui concerne le développement de l'horizon compris entre la brèche et l'horizon rouge, constitué par des marnes noirâtres, des grès, gypses et couches à Diatomées et à Radiolaires on constate qu'il est mieux développé dans la partie centrale du S, entre Pârâul Șipotelor et Pârâul Sărat à Reghiu; ici il atteint une puissance de 250 m, tandis que dans le reste de la région son épaisseur oscille autour de 80 m.

En ce qui concerne l'âge des massifs de sel, on admet en général qu'ils datent du Méditerranéen inférieur. D. PREDA, I. P. VOITEȘTI et H. GROZESCU (1917) ont considéré les conglomérats à éléments verts du Dép. de Prahova comme burdigaliens se basant sur les trouvailles de fossiles (*Pecten beudanti*, *P. pseudobeudanti*, *P. hornensis*) qui d'après ces auteurs se rencontrent depuis le Burdigalien jusqu'au Tortonien et aussi sur la base de l'endroit où ils les ont trouvés, par rapport au Tortonien fossilifère. Faute de données plus précises nous sommes obligés d'admettre nous aussi le parallélisme de ces dépôts et de ceux décrits par ces auteurs et de leur attribuer le même âge. Mais ceci n'exclut pas toutefois l'existence de quelques dépôts de sel plus récents, associés peut-être aux gypses supérieurs. Cette hypothèse correspondrait aux vues récemment exprimées par GR. POPESCU ¹⁾ FL. OLTEANU ¹⁾ et I. PĂTRUȚ (1944), qui attribuent aux massifs

¹⁾ Communication à l'Institut Géologique, le 17 décembre 1943, sur « la brèche du sel ».



de sel un âge tortonien, comme d'ailleurs S. ATHANASIU en avait déjà exprimé l'idée (1916).

Relativement à l'origine des massifs de sel des régions carpatiques, la majorité des géologues admet que ces massifs résultent de la concentration d'eaux marines dans des lagunes littorales, sous un climat chaud, durant le Méditerranéen inférieur. Récemment O. BOLGIU ¹⁾ a émis l'opinion que le sel et les dépôts qui l'accompagnent se sont formés dans des marais salants continentaux, sous un climat désertique, ainsi qu'il arrive aujourd'hui aussi en certains endroits du globe ²⁾.

L'HORIZON A GYPSES, MARNES NOIRES, DIATOMÉES ET RADIOLAIRE

Cet horizon est situé entre la brèche du sel et l'horizon rouge. A l'occasion de la description des massifs de sel, nous avons déjà signalé la position, la constitution et les points où cet horizon se trouve développé dans notre région. Nous avons toutefois à révéler un fait important en rapport avec cet horizon: c'est l'existence de deux couches, l'une à Diatomées et l'autre à Radiolaires qui ont donné naissance à des confusions et à des erreurs, pour les raisons suivantes:

En Moldavie, en dehors des couches à Diatomées et à Radiolaires (fig. XI), situées au-dessus de la brèche du sel, il existe encore dans les couches de Răchitașul, un autre banc de cinérites.

En Munténie, il existe également des Diatomées dans une couche intercalée dans les dépôts de l'horizon transgressif que surmontent les marnes blanches à Globigérines de la base du Tortonien. FL. OLTEANU (1943) et I. PĂTRUȚ (1944), en partant de l'idée qu'il n'y a des Diatomites que dans les dépôts tortoniens au-dessus des marnes blanches à Globigérines, et devant l'existence dans notre région de Diatomées et de Radiolaires au-dessus de la brèche du sel, ont été très naturellement amenés à considérer le sel comme Tortonien. En réalité, il y a des couches à Diatomées, aussi bien au-dessus de la brèche du sel sous l'horizon rouge, qu'au-dessus des marnes blanches à Globigérines du Tortonien; nous croyons donc que l'existence d'une couche à Diatomées au-dessus du sel est loin d'être un motif suffisant pour considérer les massifs de sel comme tortoniens.

L'HORIZON ROUGE

Au-dessus de l'horizon à sel et de celui de marnes noires à gypses et intercalations fossilifères, que nous venons de rappeler, vient l'horizon rouge. Cet horizon qui affleure le long de puissantes lignes de dislocation, réoccu-

¹⁾ Communication à l'Institut Géologique, séance du 14 janvier 1944 « Sur l'âge de la Formation à sel en Munténie et en Moldavie ».

²⁾ ERICH KAYSER. Nahibwüste.



pant dans sa longueur la zone miocène, a été pour la première fois signalé en Moldavie par D. M. PREDA (1917, p. 26).

Cet horizon rouge est en général constitué par des conglomérats: grès conglomératiques, grès micafères, marnes rougeâtres et gypses en bancs minces.

Des conglomérats puissants existent dans l'horizon rouge uniquement le long de la dislocation Bârsești—Topești—Prisaca. Ils sont très probablement en relation avec une cordillère qui sillonnait autrefois le bassin; c'est celle-ci qui fournissait le matériel qui se déposait dans ses alentours immédiats autant vers l'E que vers l'W. Plus nous nous éloignons de Bârsești plus le matériel est fin. Les roches de ces conglomérats consistent en général en schistes verts, calcaires mésozoïques à polypiers, calcaires nummulitiques, quartzites, etc.; très rarement on y remarque du matériel paléogène,

comme schistes ménilitiques, grès de Kliwa, etc.



Fig. 8. — Conglomérats de Bârsești.

Les conglomérats de Bârsești offrent des blocs qui dépassent 0,50 m de diamètre (Fig. 8), tandis qu'à l'W et à l'E l'horizon rouge ne consiste qu'en grès conglomératiques dont les éléments ont un diamètre de 2 à 3 mm. Le ciment en est constitué par un matériel marno-sableux. Les roches prédominantes des conglomérats de Bârsești sont les schistes verts décrits par I. SIMIONESCU (1910) et comparés par lui aux schistes verts de la zone de Peceneaga et à ceux des conglomérats de Bașpunar; il en résulte d'après les analyses de V. BUȚUREANU et N. COSTĂCHESCU,

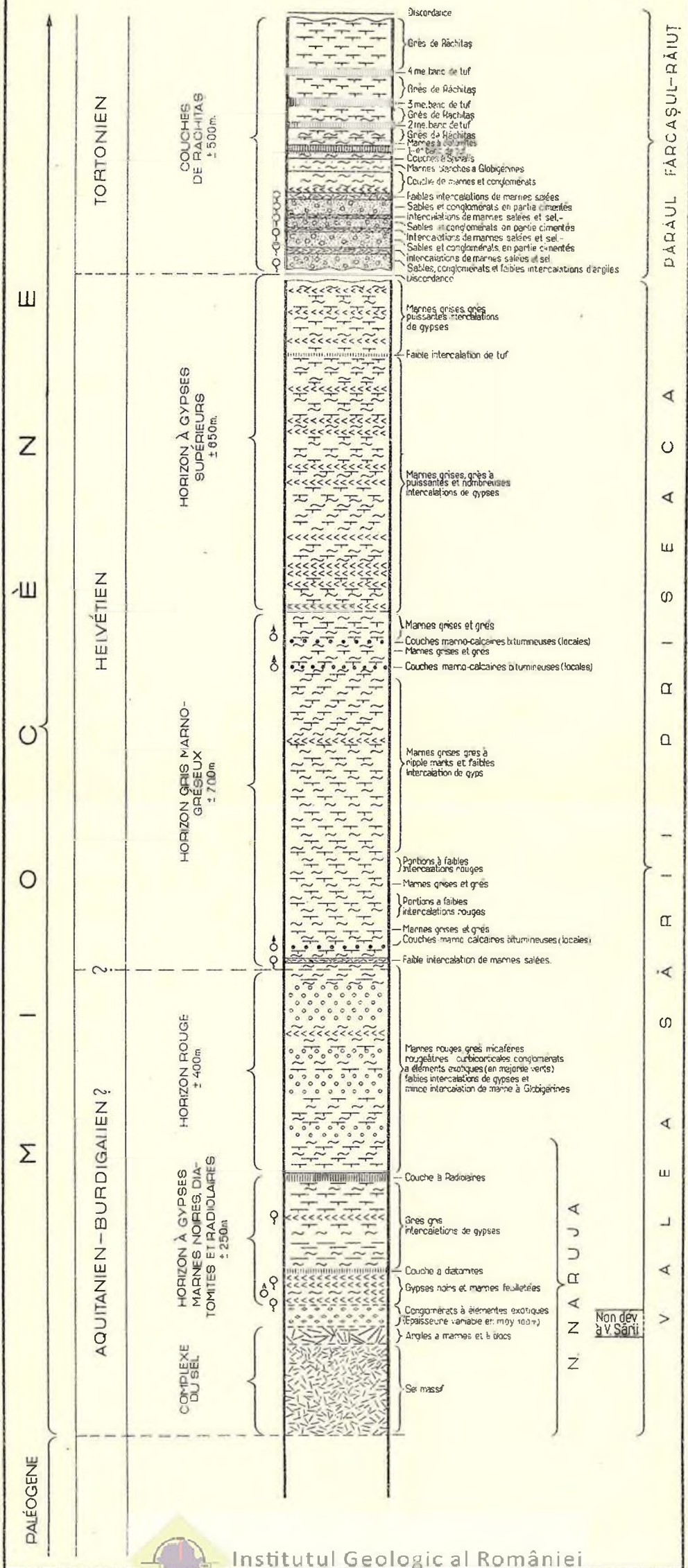
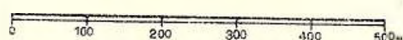
la constitution chimique suivante:

	Peceneaga	Bașpunar	Bârsești
Humidité	0,21 %	0,37 %	0,35 %
Eau de constitution et matières organiques . .	1,08	3,16	1,80
SiO ₂	67,05	61,72	62,22
Fe ₂ O ₃	8,23	9,51	10,16
Al ₂ O ₃	10,54	14,26	12,32
CaO	1,62	1,91	2,31

Sur la présence de roches vertes dans l'horizon rouge a parlé aussi L. MRAZEC (1910), qui affirme que: « La roche verte trouvée par MACOVEI à Bârsești (et dont parle I. SIMIONESCU dans son ouvrage) ne peut provenir que de la muraille des conglomérats salifères de la rive gauche de la Putna,

COUPE SYNTHÉTIQUE DU MIOCÈNE DE LA RÉGION

DE
VRANCEA
PAR
R. CIOCARDEL



couches dont la matière est remaniée et provient des conglomérats à roches vertes, très probablement plus anciens que le Miocène ».

Plus tard, G. BOREZ (1915) explique la couleur rouge violacé de ces couches en supposant que nous avons affaire à un faciès littoral — néritique, par endroits lagunaire, formé sous un climat aride. O. BOLGIU (1944) est d'avis — ainsi que nous l'avons déjà rappelé — que la couleur rouge de cet horizon provient en partie du remaniement du matériel rouge formé durant la période continentale de la fin de l'Oligocène.

Les conglomérats de Bârsești sont disposés en bancs épais de 1,20 à 2 m, séparés par des assises de marnes sableuses rosâtres de 0,10 à 0,50 m d'épaisseur. Cette alternance constitue l'entier horizon rouge à Bârsești. En d'autres endroits, l'horizon rouge consiste en grès conglomératiques rougeâtres, en bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur, alternant avec des couches de marnes rouges traversées par des diaclases remplies de gypse; ces couches de marnes sont un peu plus développées à la partie supérieure, où nous trouvons aussi des grès micacés rougeâtres, en partie friables, disposés en bancs ou assises minces. On observe aussi, dans la moitié supérieure de l'horizon, une ou deux intercalations de gypses fibreux, épaisses de 10 à 12 cm.

Le passage vers l'horizon gris a lieu graduellement, grâce à l'intercalation de plus en plus fréquente de marnes et de grès gris parmi les marnes et les grès rougeâtres, ces dernières diminuant de plus en plus.

L'épaisseur totale de l'horizon rouge est d'environ 400 m.

A Prisaca et dans Valea Văsuilui, un peu en amont du confluent de la Valea Algheanului, les dépôts de l'horizon gris renferment, à une hauteur d'environ 78 à 80 m au-dessus de la limite de l'horizon rouge, une alternance de matériel rouge et gris (v. le profil du Miocène de Vrancea).

Nous n'avons pas eu la possibilité de suivre le développement de ces petites intercalations rouges sur des distances bien considérables, car le sous-sol est masqué dans ces contrées: étant donné toutefois que la couleur rouge correspond à un phénomène général, il est normal que les dépôts en question aient un développement étendu et qu'ils existent donc partout.

L'HORIZON GRIS MARNO-GRÉSEUX

L'horizon rouge est surmonté par des dépôts gris, constitués par des grès, marnes et de faibles intercalations de gypses. Le terme d'horizon gris du Salifère a été pour la première fois utilisé en Moldavie par D. M. PREDA (1917, p. 27).

La constitution des dépôts de cet horizon peut être suivie d'une manière suffisante dans Valea Putnei, entre Valea Sării et Prisaca. Ici, tout de suite au-dessus de l'horizon rouge, j'ai noté une couche de marnes grises faiblement salées, d'où prenait même naissance une petite source salée. Au-dessus



de ces marnes se trouve un paquet de 650 à 700 m de dépôts constitués presque exclusivement par une alternance de marnes grises faiblement sableuses et bien stratifiées et de grès gris jaunâtre, en partie micacés, traversés localement par des diaclases remplies de gypse. Les grès sont un peu plus développés dans la moitié inférieure de

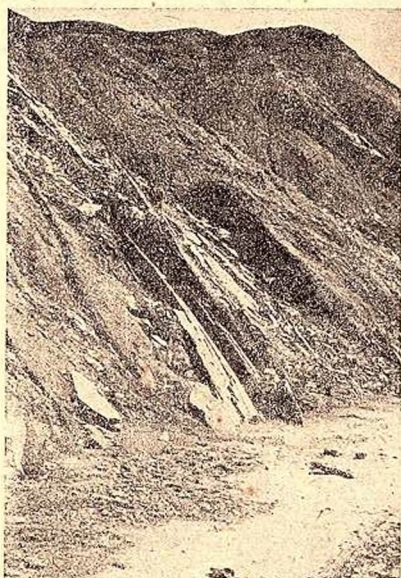


Fig. 9. — Marnes et grès de la partie supérieure de l'horizon gris marno-gréseux de Valea Sărei.

ces dépôts (l'importance des bancs étant de 0,40 à 0,60 m); un fait, observé aussi par G. BOTEZ (1915), c'est la présence sur ces grès de nombreux ripple-marks. Ces intercalations sont un peu plus rares dans la moitié supérieure (Fig. 9) et dans les crevasses des marnes, s'observent de minces lames de gypse. Les grès en bancs épais ont en général une cassure prismatique; quand ces bancs sont plus minces, les grès sont habituellement sableux et friables. Deux ou trois couches de gypse fibreux de 20 à 30 cm s'intercalent dans cette moitié supérieure.

En décrivant l'horizon rouge, j'ai montré déjà qu'à Prisaca et dans Valea Văsiului, un peu en amont du confluent de Valea Algheanului, se trouve à environ 70 ou 80 m à partir de la limite supérieure de l'horizon rouge, une alternance de matériel

rouge et gris. Sur ce fait nous ne reviendrons plus; nous désirons toutefois attirer l'attention sur certains faits locaux. Ainsi dans Pârâul lui Iacob, tributaire du Pârâul Sărat, j'ai remarqué à quelques mètres au-dessus des dernières couches de l'horizon rouge, deux assises marno-calcaires bitumineuses (fig. 10). Ces calcaires ont une couleur grise, blanchâtre, montrant parfois des nuances brun jaunâtre ou même noirâtres.

La texture en est généralement compacte. Traités à l'acide chlorhydrique, ils font effervescence. Frappés au marteau, ils dégagent une forte odeur de bitume. Des calcaires semblables ont

été décrits dans le Méditerranéen inférieur de la région à l'E de Valea Prăhovei, par M. G. FILIPESCU (1934, pe 133—135). J'ai trouvé aussi d'autres

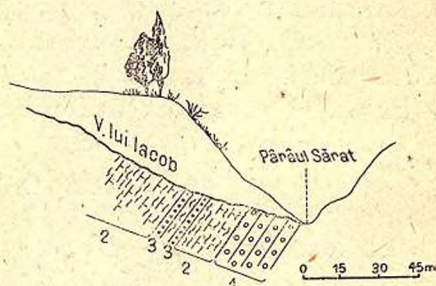


Fig. 10. — Intercalations marno-calcaires dans la « Valea lui Iacob »

1, Horizon rouge; 2, marnes et grès (horizon gris); 3, calcaires bitumineux.

calcaires bitumineux dans la partie supérieure de l'horizon gris grésocalcaire du Pârâul Boului et sur le versant W de la colline Reghiu. Ces calcaires bitumineux ont le même aspect que ceux stratigraphiquement inférieurs (calcaires du Pârâul lui Iacob). Nous rappelons encore que M. PAUCĂ (1942) a décrit des empreintes de pas de Palmipèdes provenant d'Andrieșul (Valea Porcului).

L'horizon gris marno-gréseux est suivi en stratification normale par des dépôts formés de marnes grises, de grès et de nombreuses intercalations de gypses. Cet horizon a été séparé en grandes lignes premièrement par D. M. PREDA (1917, p. 27).

Il affleure en de bonnes conditions à Prisaca, dans la vallée de la Putna, où il continue l'horizon marno-gréseux. Nous y avons constaté en effet que, dans l'alternance de grès et de marnes de cet horizon, des couches de gypses commencent à s'intercaler faisant le passage insensible d'un horizon à l'autre. Le fait s'observe particulièrement bien le long du chemin de Prisaca à Valea Sării.

L'HORIZON GRIS A GYPSES SUPÉRIEURS

L'horizon est entièrement constitué par une alternance de marnes, grès et gypses. Les marnes sont gris blanchâtre, d'habitude bien stratifiées et un peu friables; certaines marnes sont un peu sableuses et montrent sur les plans de stratification des paillettes de mica; d'autres sont faiblement argileuses et plus compactes. Les grès sont grossiers, micacés, gris clair ou jaunâtres, et font une forte effervescence avec l'acide chlorhydrique. Les grès sont souvent friables et alternent avec des marnes sableuses de même couleur. Les surfaces de stratification des grès offrent parfois des hiéroglyphes, fait déjà remarqué depuis longtemps par d'autres auteurs.

Parmi ces sédiments s'intercalent des couches de gypse à structure fibreuse, atteignant des puissances jusqu'à 2 m. Ce n'est pas, bien entendu, du gypse pur dans son entier; le gypse y forme des couches de 20 à 30 cm, séparées par des marnes argileuses de quelques millimètres ou même de centimètres. Si l'on considère ces dépôts d'une certaine distance, comme les gypses ressortant en relief frappent surtout le regard, on a l'impression que la roche prédominante c'est le gypse; en réalité à notre avis, celui-ci ne dépasse pas, dans la partie inférieure de l'ensemble, les 25% du total des dépôts, ni les 40% dans la moitié supérieure. Le fait s'observe dans les affleurements de Culmea Pleșului, le long du chemin qui mène de Valea Sărei à Bârsești. Deux ou trois bancs de cinérites dacitiques d'un blanc verdâtre se trouvent intercalés dans la partie supérieure de cet horizon. A Prisaca nous n'avons pas eu la possibilité de trouver plus d'un de ces bancs, mais dans la cuvette de Păulești, bien que les affleurements n'y soient pas favorables, il y a cependant deux bancs visibles de cinérites blanches, ayant che-



cun une grosseur d'environ 0,60 m. Nous avons estimé la puissance totale de cet horizon, dans Valea Putnei à Prisaca, à environ 650 m.

Ces dépôts apparaissent bien développés, comme nous l'avons déjà con-signé, dans la cuvette de Paulești et dans les zones synclinales de Spinești—Văsui et Bârsești—Dealul Dumbrava—Poiana.

En acceptant — avec la grande majorité des auteurs — l'hypothèse que les conglomérats à gros éléments de roches vertes de la partie inférieure du Miocène ont un âge burdigalien, nous pouvons attribuer aux dépôts à sel, aux conglomérats, à l'horizon à gypses, marnes noires, Diatomées et Radio-laires, comme aussi à l'horizon rouge, un âge aquitanién-burdigalien. Ceci admis, les sédiments supérieurs aux précédents (horizon gris marno-gréseux et l'horizon gris à gypses supérieurs) reviendraient à l'Helvétien et peut-être — par leurs couches terminales — au Tortonien même.

LES COUCHES DE RĂCHITAȘUL

Un autre cycle de sédimentation commence probablement au cours du Tortonien; il est représenté par les dépôts transgressifs des couches de Răchitașul. Dans les départements de Putna et de Bacău, ces dépôts sont partout en situation discordante vis-à-vis des dépôts plus anciens du Miocène.

Les couches de Răchitașul sont développées dans Dealul Teișului qui domine le village de Valea Sărei, dans Dealul Pleșioru, à la cote 445, dans Vârful Răiuș et à l'W de celui-ci, dans la colline comprise entre Pârâul Șipotelor et Pârâul Sărat, et — au N de notre région — dans Dealul Tihărae, Dealul Bou-lui, Culmea Răchitașului, comme aussi dans Dealul Lazei et Dealul Blănilor.

L'appellation de « grès de Răchitașul » a été pour la première fois uti-lisée par S. ATHANASIU en 1908 (1913), pour les grès durs calcaires et sili-ceux, d'un blanc grisâtre, à grain fin; ces grès se trouvent dans Valea Șoi-mului et l'auteur les attribuait au Sarmatien. G. BOTEZ rapportait aussi au Sarmatien ces grès, qui — dit l'auteur — « présentent de loin une certaine ressemblance avec le grès de Tișești (Kliwa) dont il provient probablement par remaniement ».

Plus tard, S. MATEESCU (1930) a considéré ce grès comme éocène, en partant de quelques formes de Nummulites et d'Orthophragmines, trouvées dans ces grès. Voici d'ailleurs les formes citées par MATEESCU: (1930, page 112).

Nummulites cfr. *incrasatus* DE LA HARPE

Orthophragmina (*Discocyclina*) sp.

» (*Asterodiscus*) *stella* GÜMBEL

» » *stellata* d'ARHINE

» (*Actinocyclina*) sp.

Operculina sp.

Gypsina globulus REUSS.



Il s'y ajoute encore des *Milliolidés*, *Rotalidés*, *Textularidés*, *Nodosaridés*, etc., puis des *Bryozoaires*, des piquants d'*Oursins*, fragments de *Pecten*, sp., ainsi que des restes de *Gastropodes* et des nodules de *Lithothamnium*.

En 1938, M. PAUCĂ a considéré ces dépôts également comme éocènes sur la base de la liste de fossiles présentée par MATEESCU (1930). Cependant G. MACOVEI, D. M. PREDA, D. ȘTEFĂNESCU (1938), à l'occasion des discussions autour de la communication de M. PAUCĂ, ont exprimé l'avis que ces fossiles sont remaniés et que ces dépôts, qui se trouvent en une situation synclinale sur des dépôts salifères plus anciens, doivent être plus récents et appartiennent à l'Helvétien-Tortonien. D. ȘTEFĂNESCU (1938) précise même que le grès de Răchitașul continue les dépôts helvétiques. En 1942 M. PAUCĂ revient sur sa première appréciation et considère les dépôts en question comme tortoniens, comme ils ont été d'ailleurs considérés plus récemment par I. DUMITRESCU (1943) et O. BOLGIU (1944). Nous-mêmes, nous avons montré dans un travail antérieur (1944) que ces dépôts sont toujours situés au-dessus des cinérites dacitiques.

A la suite d'un examen plus détaillé de la région, nous avons eu la possibilité de constater que les couches de Răchitașul sont séparées par une discordance des dépôts plus anciens du Salifère. Ce fait est observable en plusieurs endroits, à savoir: à Reghiu, Valea Sărei, Dealul Pleșiorul et aussi dans le versant nord du Dealul Teișul.

A Reghiu, dans la vallée du Farcașul, se trouve en discordance nette sur les dépôts de l'horizon gris du Salifère, un paquet de couches d'environ 200 m d'épaisseur. Il est constitué en général par des sables grenus, faiblement cimentés et des conglomérats à petits éléments, en bancs de 1,50 à 2 m, séparés par des couches minces de marnes. En dehors de ces dernières on observe aussi quelques intercalations plus épaisses, de marnes salées. Leur épaisseur est d'environ 2 m; elles présentent des efflorescences salines et même des croûtes de sel; des sources salées assez importantes y prennent naissance; à la partie inférieure surtout se trouvent aussi des sources sulfureuses.

Au-dessus de ces dépôts, nous avons noté une alternance de gypses en bancs de 2 à 3 m, séparés par des marnes gris bleuâtre, importantes de 1,5 à 2 m. Cette alternance qui présente une épaisseur de 20 m environ, est suivie par des conglomérats à petits éléments, faiblement cimentés et des marnes sableuses, jaunâtres. Des marnes blanc verdâtre à Globigérines, jusqu'à 2 m d'épaisseur, qui surmontent les précédentes nous ont fourni les formes suivantes:

Globigerina biloba D'ORBIGNY

» *triloba* D'ORBIGNY

» *quadriloba* D'ORBIGNY



Globigerina bulloides D'ORBIGNY» *conglomerata* SCHWAGER» *conglobata* H. B. BRADY» *dubia* EGGER

» sp.

Orbulina universa D'ORBIGNY

Ensuite, dans une assise marneuse grise, de 15 cm d'épaisseur à peine, située au-dessus des marnes blanches à Globigérines nous avons remarqué plusieurs échantillons rares de *Spirialis* sp.

L'ensemble des dépôts situés au-dessus des gypses ont une épaisseur totale oscillant entre 25 et 30 m.

Ces dépôts sont recouverts par des cinérites dacitiques verdâtres, épaisses d'environ 15 m; ces cinérites consistent en une masse de fragments vitreux faiblement dévitrifiés et mélangés avec de la matière argileuse. Sur cassure on peut observer à la loupe, dans la masse fondamentale, des cristaux de quartz, feldspath, hornblende et de magnétite. M. G. FILIPESCU (1934) a présenté (p. 138) l'analyse des cinérites vertes du département de Prahova de Slănic (Muntele Pietra Verde) et conclut que ce sont des cendres dacitiques, ce qui confirme un point de vue unanimement admis.

Au-dessus des cinérites, nous avons noté une assise marneuse à Diatomées. Plus loin, vers Vârful Răiuțul, la stratigraphie ne peut être suivie en détail, la région étant masquée. On peut toutefois remarquer qu'au-dessus du premier banc de cinérites s'élèvent des dépôts qui doivent atteindre 200 m de puissance qui comprennent au moins trois bancs de cinérites. Entre les deux derniers bancs et, en particulier, au-dessus du dernier, apparaissent les bancs puissants de grès blancs, connus et décrits comme grès de Răchitașul (voir la coupe des couches de Răchitașul). Ce sont des grès blancs, durs, à grain fin, faisant effervescence avec le HCl et sont traversés par de nombreuses diaclases qui sont autant de plans de clivage.

A Valea Sărei, dans Dealul Pleșiorul, à la cote 445, au-dessus de l'horizon rouge se trouvent en discordance des cinérites blanc grisâtre d'environ 5 m de puissance des marnes verdâtres et blanches à Globigérines, suivies par les grès blancs de Răchitașul.

Également en discordance se trouvent les couches de Răchitașul à l'W de Răiuț, sur la hauteur comprise entre Pârâul Șipotelor et Pârâul Sărat.

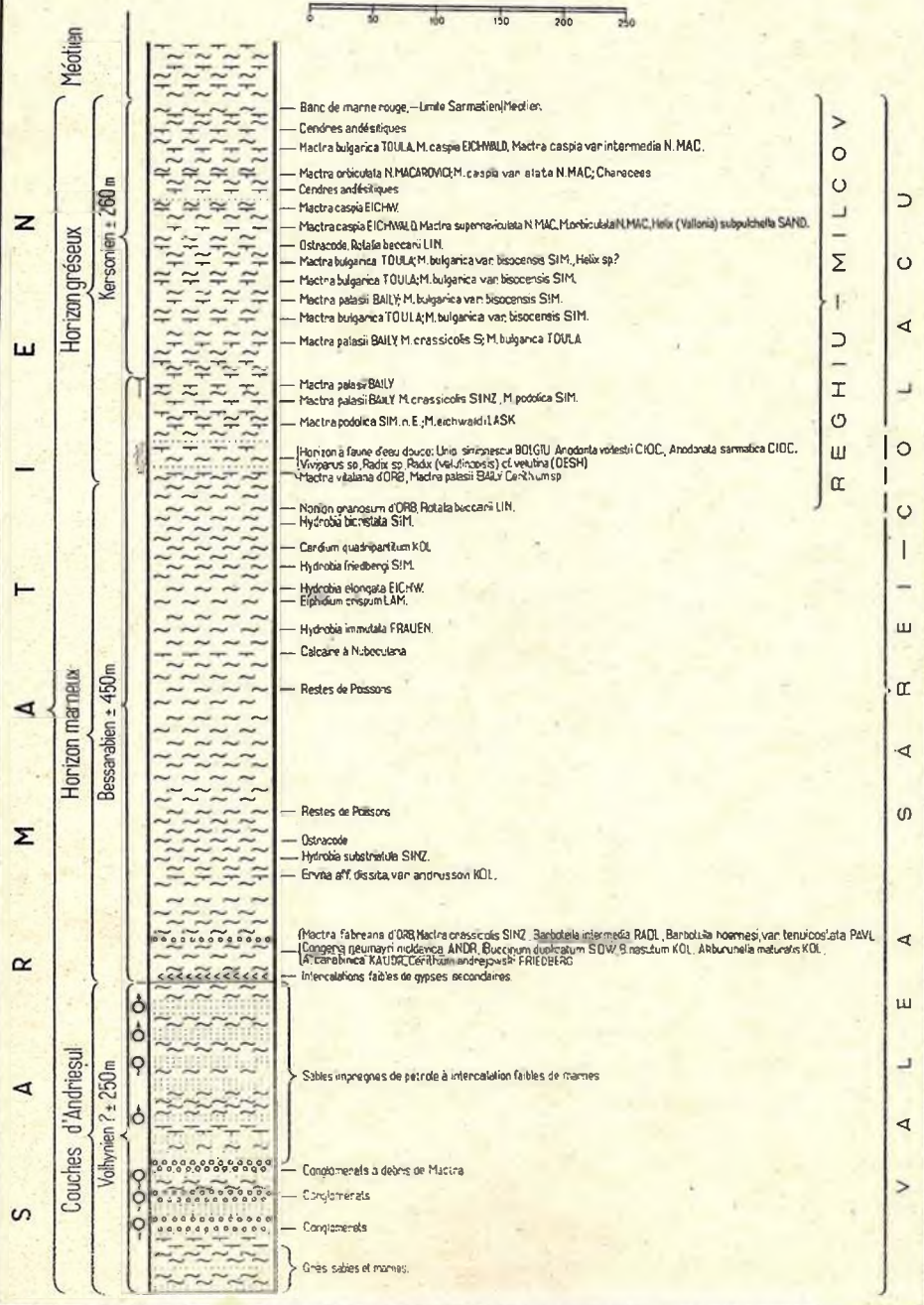
La position discordante des couches en question apparaît aussi clairement dans Dealul Teișului. Dans Valea Largă, nous retrouvons les couches rencontrées à Reghiu dans Pârâul Farcașului, c'est-à-dire les sables et les conglomérats à petits éléments, accompagnés par des sources sulfureuses et salines. Dans l'affleurement à l'W du Dealul Teișului, nous trouvons à la base des gypses, suivis par des conglomérats à petits éléments et des marnes



COUPE SYNTHÉTIQUE DU SARMATIE DE LA RÉGION

DE VRANCEA

PAR
R. CIOCARDEL



(Fig. 11), et au-dessus des marnes blanc verdâtre à Globigérines et cinérites dacitiques, rappelant donc en tout ce que nous avons noté dans la partie en amont du Pârâul Farcaşului.

Nous avons rencontré au-dessus des cinérites une couche de marnes à Diatomées.

Une situation analogue se trouve dans Culmea Răchitaşului et dans D. Tihărae; ici, cependant, les affleurements sont rares et malaisés à démêler.

En ce qui concerne la délimitation de cette formation, des confusions sont survenues du fait que, dans le voisinage de la dislocation « pericarpatique », ces dépôts transgressifs viennent parfois en contact avec les dépôts du Sarmatien inférieur (couches d'Andrieşul) qui ressemblent comme facies aux couches de Răchitaşul. Ainsi sur la carte 1:500.000, publiée par l'Institut Géologique de Roumanie (1944), le Sarmatien est délimité de telle manière qu'il comprend une grande partie des couches de Răchitaşul, les grès blancs seuls étant attribués au Tortonien.

Les sources salées et les terres salantes qui se trouvent dans les couches de Răchitaşul peuvent être, à notre avis, mises au compte des massifs de sel que cette formation recouvre en transgression; ceci, du fait que les terres salantes se trouvent uniquement dans les endroits où la présence d'un massif de sel est probable en profondeur.

En l'absence d'autres arguments, nous considérons nous aussi, les couches de Răchitaşul comme tortoniennes, parce qu'elles sont situées en discordance sur des dépôts plus anciens du Miocène. Nous pensons que ces couches ont un caractère nettement transgressif, comme l'idée en a déjà été soutenue par G. MACOVEI (1916, 1925).

Ces dépôts terminent le deuxième cycle de sédimentation du Méditerranéen qui est suivi d'une lacune stratigraphique.

LE SARMATIEN

L'étage est représenté dans notre région par trois horizons bien individualisés pétrographiquement: à la base, un horizon conglomératique et sableux connu sous le nom de « couches d'Andrieşul » (O. BOLGIU, 1944); au

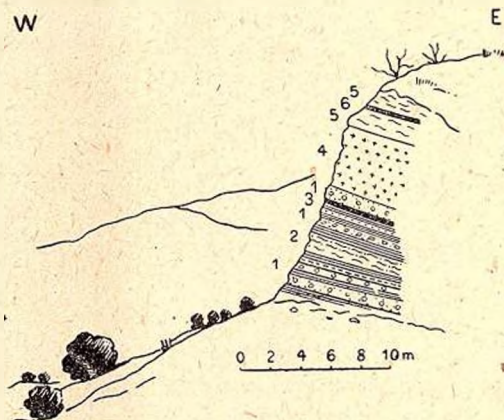


Fig. 11. — Coupe de l'affleurement du Dealu Teişului.

1, marnes, sables et conglomérats; 2, marnes blanches à Globigérines; 3, couches à *Spiralis*; 4, cinérites dacitiques; 5, marnes; 6, marnes à Diatomées.

milieu, un horizon marneux et, à la partie supérieure, un horizon calcaro-gréseux.

L'étude minutieuse de la faune de ces trois horizons que nous avons séparés au point de vue pétrographique, nous a conduit à les ranger dans les sous-étages du Sarmatien de la manière suivante:

- a) les dépôts conglomératiques et sableux (couches d'Andrieșul) de la base représentant probablement le Volhynien;
- b) les couches marneuses ensemble avec une partie de celles de l'horizon grésocalcaire (environ 80 m d'épaisseur) contiennent une faune bessarabienne;
- c) enfin, le reste des dépôts grésocalcaires situés à la partie supérieure contient une faune kersonienne.

a) *Couches d'Andrieșul (Volhynien)*. Ces couches sont visibles à Reghiu, Lunca, Valea Sărei, Câmpuri et Cașin, où on les voit prises entre la ligne de dislocation du Méditerranéen et du Sarmatien (ligne péricarpatique) et l'horizon marneux.

La partie inférieure de ces couches — 50 m environ — consiste en bancs de grès conglomératiques gris et de sables gris jaunâtre en partie à gros grains, épais de 70 à 80 cm et séparés entre eux par de minces couches de marnes grises de quelques centimètres. Suivent, au-dessus, trois bancs de conglomérats, gros chacun de 3 à 4 m et séparés l'un de l'autre par des marnes et des grès. Ceux-ci affleurent dans Pârâul Sărat à Lunca. Les éléments des conglomérats sont empruntés au Paléogène (ménilites, dysodiles, grès de Kliwa, calcaires, grès éocènes) et au Méditerranéen (grès calcaires gris); on y trouve encore quelquefois des roches vertes, probablement remaniées des conglomérats plus anciens qui contiennent de ces roches. Leur épaisseur atteint 15 cm de diamètre. Le banc supérieur de conglomérats, le troisième donc à partir de la base, vers le haut, nous a offert des fragments indéterminables de *Macra*. La partie supérieure de cet ensemble est formée de sables jaunâtres, en partie grenus et par endroits cimentés. Ces sables sont stratifiées en bancs d'environ 1 m d'épaisseur, séparés entre eux par de minces couches de marnes grises. Ces sables dégagent une forte odeur de pétrole. Dans la partie la plus haute, quelques bancs de marnes, un peu plus épais, jusqu'à 0,80 m sont intercalés dans les sables; ces marnes sont grises avec des rayures fines blanchâtres. L'épaisseur totale des couches d'Andrieșul est d'approximativement 250 m.

Ces dépôts renferment de nombreuses sources sulfureuses qui naissent aussi bien dans les bancs de conglomérats que dans les sables supérieurs.

Les dépôts les plus inférieurs du Sarmatien sont constitués par les couches d'Andrieșul qui apparaissent normalement au-dessus du Bessarabien; mais comme on n'y trouve d'autres fossiles que les quelques fragments de *Macra* déjà signalés plus haut, son âge est délicat à préciser. S'agit-il encore du Bes-



sarabien, est-ce le Volhynien, ou peut-être un dépôt mixte buglovien et volhynien? En tout cas, la présence de fragments de Mactres à coquille épaisses serait une indication — vague d'ailleurs — ne nous permettant pas d'attribuer à ces dépôts un âge buglovien; mais comme ils sont situés au-dessous des dépôts indubitablement bessarabiens, nous sommes enclins plutôt à leur attribuer un âge volhynien.

b) *Bessarabien*. Les couches d'Andrieșul sont suivies en série normale par le Bessarabien, qui est bien développé dans notre région. Il est développé aussi derrière la ligne péricarpatique, à l'W et au N du Dealul Teișului.

Cet horizon est habituellement constitué par des marnes gris blanchâtre, à minces lames de gypse disposées irrégulièrement dans les crevasses des couches de la base, et qui présentent, très rarement d'ailleurs, des intercalations de grès gris ne dépassant pas 15 cm d'épaisseur. A l'embouchure du Pârâul Sărat, à Poduri, nous avons noté, à la base de cet horizon, un banc de conglomérats semblables à ceux d'Andrieșul et d'environ 1 m d'épaisseur. Fait particulièrement intéressant, en contre-bas du village Podurile, sur la rive gauche de la Putna, nous avons trouvé, au milieu des dépôts marneux, un banc de calcaires à *Nubecularia*. De tels calcaires ont été pour la première fois cités en Bessarabie par KARRER et SINZOW (1876).

Les intercalations gréseuses deviennent plus fréquentes à la partie supérieure, ménageant un passage vers l'horizon grésocalcaire supérieur (voir la coupe du Sarmatien). L'épaisseur totale de cet horizon atteint 450 m.

La faune que nous avons eu l'occasion de récolter dans ces dépôts indique nettement un âge bessarabien. Ainsi, le long du profil donné par la Putna, nous avons trouvé à l'embouchure du Pârâul Sărat, à Poduri, à environ 20 m au-dessus des sables des couches d'Andrieșul, une assise très fossilifère qui nous a fourni les formes suivantes:

Mactra fabreana D'ORBIGNY

» *crassicolis* SINZOW

Irus gregarius PARTSCH

Cardium cf. *plicato-fitoni* SINZOW

Barbotella intermedia RADL. et PAVLOW

» *hoernesi*, var. *tenui costatus* PAVLOW

Congerina neumayri moldavica ANDRUSSOW

Buccinum duplicatum SOWERBY

» *nasutum* KOLESNIKOW

Akburunella maturatis KOLESNIKOW

» *carabinica* KAUDR.

Cerithium andrejowskii FRIEDBERG

A environ 20 m au-dessus de ce banc fossilifère, nous avons rencontré un banc gréseux qui est presque une lumachelle d'*Ervilia* cf. *dissita*, var. *an-*



drusovi KOLESNIKOW. Sur une assez grande distance, et presque jusqu'à la partie supérieure, nous n'avons remarqué qu'en deux endroits des restes de Poissons et un banc de calcaires à Nubéculaires. Mais parmi les échantillons utilisés pour la détermination de la microfaune, nous avons trouvé outre quelques Ostracodes, de nombreuses Hydrobies. Nous en pouvons citer les formes suivantes, en partant de la base vers le sommet:

Hydrobia substriatula SINZOW

» *immutata* FRAUENFELD

» *elongata* EICHWALD

» *friedbergi* SIMIONESCU

» *bicristata* SIMIONESCU

Un banc marneux très réduit de la partie supérieure, compris entre les niveaux à *Hydrobia frauenfeldi* et à *H. bicristata*, nous a fourni des *Cardium quadripartitum* KOLESNIKOW en nombreux échantillons très fragiles. Ensuite, dans les premiers bancs grésocalcaires intercalés parmi les marnes apparaissent des grosses Mactra, telles que: *Mactra vitaliana* d'ORBIGNY, *Mactra palasii* BAILLY accompagnées de *Cerithium* sp.

Après le dernier banc cité, il y a dans le profil de la vallée de la Putna, de nombreux glissements de terrain qui empêchent de suivre la stratification.

Par contre, dans la vallée du Milcov, tandis que la partie inférieure des dépôts marneux est recouverte par des éboulements et ne peut être suivie qu'avec difficulté, la partie supérieure offre de très bons affleurements; de ce fait, ayant en vue que le parallélisme des dépôts peut être établi de la manière la plus satisfaisante, nous pouvons suivre la stratigraphie de cette partie supérieure le long de la vallée du Milcov.

Nous observons ici, dans la rive droite, après le dernier banc cité, à Mactres et Cérithes, un paquet, épais de 20 m environ, de marnes grises, sableuses, à rares intercalations de grès marneux également gris de 30 à 40 cm de puissance. Les marnes de la partie moyenne de cet horizon (voir pl. XIV) nous ont fourni les formes d'eau douce qui suivent:

Unio simionescui BOLGIU

Anodonta sarmatica n. sp.

» *voitești* n. sp.

Viviparus sp.

Radix sp.

Radix (*Velutinopsis*) cf. *velutina* DESHAYES

Ces formes, une fois trouvées dans la vallée du Milcov, nous avons recherché si leur niveau se retrouve aussi dans celle de la Putna. Or, en faisant les travaux de déblayage nécessaires, nous avons réussi à y récolter de



nombreux fragments des mêmes formes, en particulier d'*Unio simionescui* BOLGIU, qui était plus facilement identifiable.

Des horizons d'eau douce sarmatiens se trouvent aussi en Bessarabie; I. ATANASIU (1940, p. 154) précise en effet que ... « dans le Bessarabien, il y a par endroits — comme dans le Méotien — des intercalations de dépôts d'eau douce, ou du moins peu salée ».

Au-dessus de ces horizons d'eau douce, les bancs grésocalcaires deviennent de plus en plus fréquents, jusqu'à prédominer sur les marnes. Ces bancs sont de 40 à 60 cm d'épaisseur et sont séparés l'un de l'autre par des marnes grises, en partie sableuses et friables, en couches de 40 à 50 cm. Les grès qui surmontent immédiatement l'horizon d'eau douce nous ont fourni *Macra podolica* COB. (non EICHWALD) et *Macra eichwaldi* SIMIONESCU (non KOLESNIKOW).

Un peu plus haut, à environ 30 m, d'autres bancs offrent:

Macra palasii BAILLY

» *crassicolis* SINZOW

» *podolica* COB. (non EICHWALD)

Leurs coquilles sont tellement abondantes qu'elles transforment les dépôts en véritables calcaires organogènes. A environ 10 m au-dessus du dernier banc, il y a une autre couche qui nous a fourni seulement *Macra palasii* BAILLY.

A partir de ce niveau vers le haut, la faune change, si bien que nous avons mis ici la limite entre le Bessarabien et le Kersonien.

c) *Kersonien*. La partie des dépôts grésocalcaires, que nous attribuons au Kersonien, atteint une épaisseur approximative de 260 m. Elle présente rigoureusement la même stratigraphie, aussi bien le long de la Putna, que sur le Milcov. En ce qui concerne la constitution pétrographique, on constate une alternance de grès et de marnes. Les grès sont chargés de calcaires; ils sont souvent extrêmement durs, d'autres fois sableux et friables, ayant une couleur gris jaunâtre, souvent même blanchâtre; l'épaisseur des bancs atteint 2 m. Les marnes sont grises; elles sont friables et l'épaisseur en varie de 0,50 à 3 m. Il s'ensuit que la succession de marnes et de grès n'a pas d'aspect uniforme.

A la partie supérieure, les marnes deviennent un peu verdâtres, tandis que dans les grès apparaissent des cendres andésitiques; celles-ci deviennent si importantes, qu'elles transforment les couches de la partie terminale de l'ensemble en véritable cinérites. Au-dessus de celles-ci, existe un niveau de marnes rougeâtres, dans lequel nous plaçons la limite sarmato-méotienne, que nous discuterons en détail plus loin au chapitre traitant le Méotien.



En ce qui concerne la faune, on constate dans la base de l'ensemble, à côté des *Mactra palasii* et *M. crassicolis*, l'apparition de *M. bulgarica* TOULA et de *M. bulgarica* var. *bisocensis* SIMIONESCU. A mesure que l'on monte dans la série, les grosses Mactres à coquille épaisse, comme *M. palasii*, deviennent de plus en plus rares, jusqu'à disparaître, laissant la place aux petites Mactres à coquille plus fragile, qui se trouvent dans de nombreux bancs. Parmi ces petites Mactres, nous avons déterminé les suivantes:

Mactra bulgarica TOULA

- » *caspica* EICHWALD ¹⁾
- » *alata* N. MACAROVICI
- » *supernaviculata* N. MACAROVICI
- » *intermedia* N. MACAROVICI
- » *orbiculata* N. MACAROVICI

Nous avons récolté encore, autant dans la vallée du Milcov que dans celle de la Putna, dans le premier banc à *Mactra caspia*, *Helix* (*Vallonia*) *subpulchella* SANDBERGER et dans les bancs terminaux, de rares échantillons de *Helix mrazeci* SEVASTOS.

A Câmpuri, dans Valea Flămânda, nous avons trouvé *Mactra caspia* dans des cinérites andésitiques en même temps que *Campylaea* (*Dinarica*) *tutovana* (SEVASTOS).

D'ailleurs, la présence de cinérites andésitiques dans le Sarmatien de Câmpuri avait été depuis longtemps signalée par S. ATHANASIU (1913).

* * *

En dehors des dépôts sarmatiens situés à l'E de la ligne péricarpatique, il y en a d'autres aussi à l'W de celle-ci. Ils sont transgressifs sur le Méditerranéen, comme à Viișoara — au N du Trotuș, (D. M. PREDA 1917, p. 60), à Câmpuri, dans Valea Șușiței, dans Pârâul Sărat, Valea Șoimului et dans la hauteur dite Dealul Chinului.

A Câmpuri, le Sarmatien constitue une large cuvette dans laquelle il est représenté, à la base, par des marnes grises et à la partie supérieure par des sables, en partie cimentés, présentant des intercalations de marnes gris jaunâtre. Les dépôts sarmatiens de la cuvette sont bien développés dans les berges du Criminețul. Il y a ici plusieurs points fossilifères; c'est ainsi que nous avons trouvé à la base de ces dépôts (horizon marneux) les formes suivantes:

Mactra palasii BAILLY

- » *crassicolis* SINZOW
- » *bulgarica* TOULA, var. *bisocensis* SIMIONESCU

¹⁾ Cette espèce se trouve rarement dans les mêmes couches que *Mactra bulgarica*.



Plus haut dans la série, les marnes sableuses et les sables qui affleurent dans les collines du Criminețul, en face du village Gura Văii (Fig. 12), nous ont offert de nombreuses formes de *Matra*, de petite taille, à coquille mince et fragile, en même temps que des formes, nombreuses aussi, d'eau douce. Nous en citons ici les suivantes:

Matra caspia EICHWALD

» *alata* MACAROVICI

» *intermedia* MACAROVICI

Matra orbiculata MACAROVICI

Matra bulgarica TOULA

» *bulgarica* var. *bisocensis* SIMIONESCU

Anodonta voitești n. sp.

» *sarmatica* n. sp.

Radix (*Velutinopsis*), cf. *velutina* DESHAYES

Nous y avons également récolté quelques échantillons d'*Anodonta*, mais la coquille en était tellement fragile qu'il nous a été impossible de déterminer le moindre exemplaire.

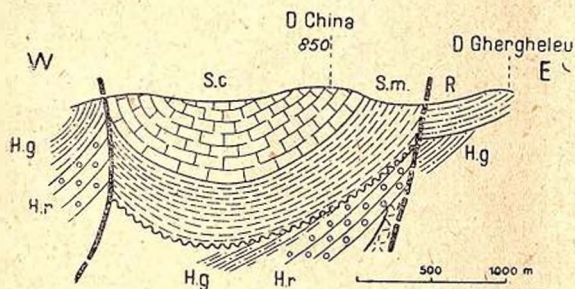


Fig. 13. — Coupe à travers le Dealu China et Ghergheleu.

Σ, Complexe à sel (sel massif et argiles à blocs); H.r., Horizon rouge; H.g., Horizon gris; R, Couches de Răchitașul; S.m., horizon marneux du Sarmatien; S.c., horizon calcaire du Sarmatien.

Fig. 12. — Coupe de l'escarpement de la rive droite du Criminețul en face du village Gura Văii.

1, horizon à *Matra palasii*, *M. crassicolis* et *M. bulgarica* v. *bisocensis*; 2, horizon à faune d'eau douce et *Matres* du groupe de *M. caspia*.

Dans notre région, les dépôts sarmatiens à l'W de la ligne péricarpatique affleurent dans Dealul Chinului et « Dealul lui Radu » sous la forme d'une cuvette plissée dans sa partie moyenne. Ici, les dépôts sont développés sous le même facies qu'à l'E de la ligne péricarpatique. Dealul Chinului montre très bien l'horizon grésocalcaire — plus grésieux ici que la cuvette de

Câmpuri — surmontant la série marneuse (Fig. 13). La faune offre en général les mêmes formes que celles que nous avons citées lors de la description des horizons à l'E de la ligne péricarpatique, à la différence que, à la base de l'horizon calcaire, nous avons eu la possibilité de trouver encore deux

autres formes intéressantes: *Pirenella disjuncta* SINZOW et *Irus gregarius* PARTSCH.

Un autre fait digne de remarque c'est que, dans la partie supérieure, les formes de *Mastra* à coquille mince et les formes d'eau douce sont rares, tandis que dans la cuvette de Câmpuri elles sont très fréquentes.

A signaler encore le fait — tout au moins curieux — de la situation de l'horizon calcaire sur le versant est de Dealul lui Radu (la pente du Dealul

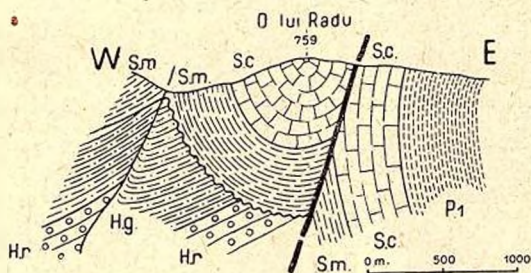


Fig. 14. — « Coupe à travers le Dealul lui Radu ».

H.r., Horizon rouge; H.g., Horizon gris; S.m., horizon marneux du Sarmatien; S.c., horizon calcaire du Sarmatien; P₁, Miotien.

Păstrava descendant vers Dealul lui Radu); à cet endroit, les horizons calcaires du Sarmatien, à l'W et à l'E de la ligne péricarpatique, arrivent à se toucher: la ligne péricarpatique y est moins visible qu'habituellement (Fig. 14). En effet, la position de ces horizons devient

nette si l'on regarde l'ensemble: un peu plus au N de Dealul lui Radu les deux affleurements se séparent, l'un continuant à accompagner la ligne péricarpatique, l'autre deviant vers l'W.

* * *

En ce qui concerne la microfaune des dépôts sarmatiens, nous avons constaté qu'elle est relativement pauvre. Bien que nous ayons récolté et lavé plus de deux cents échantillons dans les dépôts sarmatiens de la Putna et du Milcov, nous n'avons pas eu la possibilité de trouver dans l'horizon marneux que seulement quelques échantillons *l'Elphidium*:

Elphidium crispum LAMARCK

Nonion granosum D'ORBIGNY

Rotalia beccarii LINNÉ

Nous signalons aussi de rares Ostracodes dont on voit la position sur la coupe du Sarmatien.

L'horizon grésocalcaire est aussi pauvre en microfossiles. Il ne nous a fourni que *Rotalia beccarii* LINNÉ, de rares Ostracodes et quelques Characées. Ces dernières ont été remises aux fins de détermination à M. CORIOLAN STOICA, qui s'en occupera de plus près.

* * *

Pour ce qui a trait à la répartition des trois sous-étages du Sarmatien, dans la région de la grande courbure des Carpates, nous constatons, qu'au



N de notre région, le Kersonien affleure sous la forme d'une bande continue jusqu'à la vallée du Trotuş. Ainsi, nous l'avons noté dans la Valea Flămânda à Câmpuri, Dealul Dobrota, Valea Vânătorului, Valea Pietricelelor, à Caşin, etc. Par contre, au S, il n'apparaît plus comme un puissant horizon grésocalcaire, mais de plus en plus réduit, de telle façon qu'à Istriţa, dans le département de Buzău, il n'a plus que 12 à 15 m d'épaisseur; ici, en dehors des bancs calcaires à *Macra bulgarica* TOULA, on trouve aussi certaines marnes verdâtres faiblement sableuses.

La présence du Kersonien à cet endroit a été notée déjà par I. P. VOIŢEŞTI, en 1935; H. FABIAN (1943) rappelle aussi le Kersonien du chaînon de l'Istriţa, qu'il a visité à la suite des indications de O. BOLGIU. A Călugăreni, dans Valea Cernat, département de Prahova, on trouve également un banc calcaire à *Macra bulgarica* TOULA, intercalé dans un horizon de marnes sableuses verdâtres, épais d'environ 9 m qui nous ont fourni aussi des fragments de *Macra caspia* EICHWALD. La présence du Kersonien à Salcia, aux environs du village de Rudari, est aussi certaine, car les marnes verdâtres qui terminent la série, nous ont fourni *Macra caspia* EICHWALD.

Le Bessarabien affleure, au N de notre région, à Câmpuri et à Caşin; au S, il change, comme on l'a vu, son aspect pétrographique.

Quant aux couches d'Andrieşul, on constate qu'elles affleurent, aussi bien au N de la Putna dans la région de Câmpuri et de Caşin, qu'au S, à Andrieşul, où elles ont été confondues par ST. MATEESCU en 1927 avec les dépôts du Méotien. On trouve encore des équivalents de ces couches à Pătârlagele (conglomérats à la base du Sarmatien).

PLIOCÈNE

Les dépôts pliocènes affleurent dans notre région le long du Milcov, entre Odobeşti et le grand coude que dessine la rivière du même nom en face du village Sindrilari; de même que dans la vallée de la Putna, entre Poduri—Colacu et Vidra, et même au-delà de cette dernière localité.

MÉOTIEN

La limite entre les dépôts du Sarmatien et ceux du Méotien est difficile à tracer: c'est que le Méotien recouvre en parfaite concordance de sédimentation le Sarmatien, et que le facies pétrographique lui-même varie très lentement. C'est ce qui a déterminé d'ailleurs G. BOTEZ, en 1915, à appeler la zone entière «sarmato-pliocène». Aussi nous avons été amenés à tracer arbitrairement cette limite, à environ 60 m au-dessus du dernier banc à *Macra* (point 15, pl. XIV), dans une marne rouge violacé à taches verdâtres (point 16, pl. XIV); nous avons trouvé cette marne depuis le N de Caşin jusque dans Valea Buzăului et même plus au S, dans la coupe de Că-



lugăreni, comme aussi à Copăceni et Gura Ocnitei en différents sondages qu'on y a faits.

Le Méotien de notre région consiste en général en une alternance de grès, gris verdâtre, ou gris bleuâtre, et de marnes.

Les grès de la partie inférieure contiennent une certaine quantité de cendre andésitique; mais de vraies cinérites récentes n'existent, dans la partie externe de la courbure carpatique, qu'en peu d'endroits; seulement dans la vallée de la Curitza, un peu en aval du pont du chemin de fer à voie étroite, Onești-Scutaru, puis à Mânăstirea Cașin, vers le confluent du Haloșul, où affleure un banc de cinérites, d'environ, 3 mètres d'épaisseur remarqué par O. PROTESCU (1929) enfin à Câmpuri, où S. ATHANASIU a décrit (1911) les cinérites du Dealul Babei.

Des cinérites andésitiques du département de Bacău, ont été décrites également par L. MRAZEC (1928), qui nous informe que dans le voisinage de la ville de Bacău, la cinérite andésitique qui s'y trouve, présente un caractère basique, étant constituée par des plagioclases basiques (labrador, bytownite), augite, hypersthène, olivine et plus rarement de la hornblende basaltique. Dans les cinérites qui se trouvent à l'E de la ville, dans la berge gauche du Siret, P. ENCULESCU (1910) a noté du quartz, plagioclases, augite et magnétite. De son côté, S. ATHANASIU (1911) affirme que la cinérite de Cleja (également dans le département de Bacău) contient des feldspaths, des pyroxènes et surtout de la magnétite.

L'analyse chimique, par ST. CANTUNIARI, montre qu'il s'agit de cendres basiques:

SiO ₂	53,53	CaO	8,45
TiO ₂	0,43	MgO	3,04
Al ₂ O ₃	19,61	P ₂ O ₅	0,23
Fe ₂ O ₃	5,39	K ₂ O	1,39
FlO	3,49	Na ₂ O	3,53
MnO	0,18	Perte au feu	1,27
			100,54

D. M. PREDA (1917) affirme, relativement aux cinérites du département de Bacău, que « la cendre andésitique parfois très pure, d'autres fois mêlée de sable, est composée de grains de plagioclase basique, de pyroxène et d'une grande quantité de magnétite et elle est cimentée par un ciment feldspathique et pyroxénique et une petite quantité de verre en état de dévitrification. Souvent, les cendres andésitiques renferment des blocs de lave voûtés de la grosseur d'un poing. Les laves présentent une structure porphyrique et sont formées de phénocristaux de feldspath et de pyroxène, englobés dans une masse vitreuse ou microlithique. Le feldspath est basique (labrador); il a une structure zonaire, une macle d'albite ou de Karlsbad et se présente sous forme de cristaux tabulaires. Le pyroxène, représenté par un pyroxène diopsidique,



est aussi basique et maclé. L'amphibole y fait complètement défaut. Outre ces minéraux, les cendres andésitiques renferment aussi des grains de magnétite, visibles à la loupe ou au microscope, et parfois transformés en limonite. La pâte de la lave est formée de verre et de microlites ayant la composition des phénocristaux, donc du plagioclase et du pyroxène (observations microscopiques par le Dr ROTMAN).

A propos des tufs de Câmpuri, S. ATHANASIU affirme (1911): « On observe à la partie supérieure du Sarmatien une couche de tuf andésitique, d'une épaisseur de 4 à 5 mètres et parsemée de crevasses irrégulières; il résulte de l'analyse microscopique sommaire faite par le Dr M. REINHART que ce tuf comprend beaucoup de hornblende basaltique brun verdâtre et un plagioclase basique maclé d'après la loi de l'albite ».

Plus au S, le long de la Putna et du Milcov, on ne trouve plus de cinérites andésitiques, mais du grès sableux qui a une faible teneur en cendres andésitiques. Une analyse isolée, sur une cinérite ou sur un grès à matériel andésitique, n'a qu'une importance relative; ceci, du fait — remarqué aussi par S. ATHANASIU (1911, p. 4) — que dans le même banc de cinérite, on distingue (p. ex. à Cleja) plusieurs couches séparées l'une de l'autre, « car le dépôt des cendres des roches andésitiques s'est renouvelé souvent »; il est donc normal que la proportion et la quantité de minéraux diffèrent d'une couche à l'autre. K. KREJCI-GRAF et WETZEL affirment (1936) que, dans le Méotien des départements de Buzău et de Prahova, existent des couches qui contiennent du matériel volcanique; les deux auteurs — citent en effet, dans des roches fraîches, la présence de feldspaths, de la biotite et de la hornblende. Nous aussi, nous avons observé ce fait dans les dépôts méotiens de Beciu, dans la vallée de Cărpiniștea. M. G. FILIPESCU parle également (1934) d'une semblable cinérite méotienne de Vulcănești, dont il affirme que: « On rencontre dans la masse fondamentale des cristaux de feldspath alcalin, ainsi que des calcosodiques très récents, des plagioclases, de la hornblende verte et brune, des lamelles de biotite et de magnétite, mais les résidus organiques sont rares ».

Une analyse chimique exécutée par Madame E. ZAMFIRESCU montre la composition suivante:

SiO ₂	53,28	MgO	0,29
FeO	0,32	CO ₂	—
Fe ₂ O ₃	4,14	K ₂ O	0,78
MnO	—	Na ₂ O	1,59
Al ₂ O ₃	21,25	H ₂ O	14,36
CaO	13,23		
			<hr/> 99,98

Cette analyse prouve que la cinérite résulte d'un magma plus basique et I. ATANASIU dit (1940, p. 151) que « cependant la basicité des feldspaths



(andésine et labrador) et la proportion de SiO_2 (53, 28) les rangent plutôt parmi les cinérites andésitiques ».

Sur le Milcov, les grès qui contiennent du matériel andésitique sont situés, aussi bien au-dessus des marnes rouges qu'au-dessous de celles-ci; entre les points 15 et 17 de la pl. XIV et plus haut. Quand ils sont frais, ils ont une couleur grise et vert bleuâtre qui va jusqu'au noirâtre, la cassure, montrant à la loupe, des feldspaths, pyroxènes, lamelles de biotite, magnétite et de la hornblende. La couleur verdâtre de certains de ces grès est probablement due, non seulement aux cendres andésitiques qu'ils contiennent, mais aussi aux roches vertes remaniées, comme le fait a été d'ailleurs soutenu aussi par L. MRAZEC (1910).

Les grès du Miocène sont disposés en bancs d'épaisseur variant de 1,2 à 2 m. Les inférieurs contiennent — comme nous venons de le montrer — du matériel andésitique, tandis que les supérieurs, de couleur gris jaunâtre, sont, souvent sableux. Les grès de la base contiennent des grains un peu plus gros, de quartz, des ménilites, des calcaires, etc., dont le diamètre varie de 2 à 5 mm; ces éléments, qui proviennent probablement du remaniement des conglomérats miocènes plus anciens, donnent aux grès un aspect finement conglomératique.

Les marnes sont très chargées de sable, de couleur grise, en général bien stratifiées et montrent une épaisseur variable (4 à 10 m).

La même chose s'observe dans la vallée de la Putna. On voit les bancs de grès alternant avec des marnes, alternance qui est le trait caractéristique de ces dépôts.

Nous avons estimé l'épaisseur d'ensemble du Méotien, sur le Milcov, à environ 1200 m, tandis que sur la Putna, elle peut s'élever à 1300 m.

Dans le profil donné par le Milcov, les couches sont redressées à la verticale et ce fait nous a permis des recherches très approfondies sur la faune, assise par assise.

Les marnes rouges, qui marquent la limite vers le Sarmatien-Méotien nous ont fourni *Planorbarius thiollierei* MICHAUD et *Abida* cf. *frumentum* DRAPARNAUD, point 16 de la pl. XIV.

A environ 50 m au-dessus des marnes rouges (point 17 de la pl. XIV), dans un grès faiblement sableux, nous avons récolté la faune suivante:

Congerina novorossica SINZOW

» *panticapaea panticapaea* ANDRUSSOW

» *panticapaea tournoueri* ANDRUSSOW

Teodoxux (*Calvertia*) *ștefănescui* FONTANNES

Radix (*Velutinopsis*) cf. *velutinus* DESHAYES

Hydrobia vitrella ȘTEFĂNESCU

» *kelterborni* WENZ



Un peu plus haut, à 20 m au-dessus de ce banc, nous avons noté une couche assez mince formé par un entassement d'échantillons de *Congerina novorossica* SINZOW.

Plus haut encore, dans la série, à aproximativement 140 m du précédent, existe un banc gréseux d'environ 0,80 m, qui nous a fourni une faune plus variée; en voici les principales formes:

- Psilunio (Psilunio) subrecurvus* TEISSEYRE
- » (*Psilunio*) *subhoernesii* SINZOW
- Unio subatavus* TEISSEYRE
- » *rumanus* TOURNOUER
- Anodonta maeotica* BOLGIU
- Viviparus rumanus* WENZ
- Pirenella caspia* ANDRUSSOW
- Hydrobia vitrella* ȘTEFĂNESCU
- » *kelterborni* WENZ
- Theodoxus (Calvertia) stefănescui* FONTANNES
- Planorbarius thiollierei* MICHAUD

On ne rencontre que rarement dans le Méotien qui affleure dans la vallée du Milcov les formes qui suivent et qui se trouvent en particulier dans la partie moyenne de l'étage; les voici:

- Helix mrazeci* SEVASTOS
- Cepaea krejci* WENZ
- Campylaea (Dinarica) tutovana* SEVASTOS
- Clausilia* cf. *moldavica* SIMIONESCU
- Chilostoma (Dobracia) maeotica* WENZ
- Planorbarius thiollierei* MICHAUD

L'ensemble de ces formes représente tout ce que nous avons récolté comme faune dans les dépôts que nous considérons comme méotiens. Nous n'en connaissons pas d'autres.

St. MATEESCU affirme (1927) avoir trouvé cependant dans ces dépôts des *Dosinia*. Bien que nous ayons repris avec attention les grès de Scruntar, où, observe l'auteur « apparaissent des conglomérats de couleur foncée et des morceaux de tuf andésitique, formant des bancs d'une épaisseur de 5 à 10 mètres où nous avons pu trouver de nombreux exemplaires de *Dosinia* » (p. 203), nous n'avons pas trouvé trace, et d'autres n'ont pas été plus heureux (GR. BOTEZ 1915; O. BOLGIU 1944).

MATEESCU observe encore (1927, p. 204) que: « Le profil de la vallée du Milcov nous montre que le Méotien comprend ici deux horizons principaux, inégaux et d'aspect différent: un horizon inférieur avec conglomérats, mar-



nes, grès et calcaires, d'une épaisseur de 100 à 150 mètres avec des fossiles d'eau saumâtre, tels que: *Dosinia*, *Congerina novorossica*, auxquels viennent s'ajouter plus rarement des formes d'eau douce, tels que: *Vivipara neumayri*; un horizon supérieur grés-marneux, de 400 à 500 mètres d'épaisseur, où abondent des formes d'eau douce et du charbon de terre. On constate également que dans la vallée du Milcov, le Méotien est plissé, formant tout au moins un synclinal écrasé et un anticlinal sur le flanc extérieur duquel se trouve du charbon de terre ».

Nous n'avons pas pu désigner ces deux horizons du Méotien d'eau douce. MATEESCU affirme que dans l'horizon supérieur les formes abondent de même que le charbon de terre. Nous avons cependant constaté comme nous le montrerons plus loin, sous le charbon et même dans le charbon, la présence d'une faune pontienne typique.

Les dépôts de charbon ne doivent donc pas être attribués au Méotien, mais au Pontien qui ferait défaut d'après ST. MATEESCU. En ce qui concerne le plissement, dont parle ST. MATEESCU nous avons constaté qu'il n'y a ici ni synclinaux, ni anticlinaux, l'ensemble des couches étant très redressé jusqu'à 90° et sans trace de plis.

M. ILIE et M. PAUCĂ (1940) ont affirmé une parfaite concordance entre les dépôts pliocènes et ont admis l'existence, dans la région, de tous les étages de ce Pliocène. O. BOLGIU est d'accord sur ce point (1944).

Le Méotien de Valea Putnei est moins fossilifère que celui du Milcov. Le long de la Putna, les marnes rouges nous ont offert — tout comme sur le Milcov — les deux formes déjà citées *Planorbarius thiollieri* MICHAUD et *Abida* cfr. *frumentum* DRAPARNAUD.

En échange, nous n'y avons trouvé aucun autre banc fossilifère. Les quelques formes qui suivent ont été récoltées dans le reste de la série en échantillons isolés et le plus souvent incomplets:

Unio subatavus TEISSEYRE

» *rumanus* TOURNOUER

Psilunio (*Psilunio*) *subrecurvus* TEISSEYRE

» (*Psilunio*) *subhoernesii* SINZOW

Cepaea kreyicii WENZ

Helix (*Helix*) *mrazeci* SEVASTOS

Campylaea (*Dinarica*) *tutovana* SEVASTOS

G. BOTEZ n'a trouvé le long de la Putna que quelques points fossilifères, et ceci dans le Dacien (1915). ST. MATEESCU affirme toutefois (1927) avoir récolté, auprès du village Colacu, des fragments d'*Unio*. C'est un renseignement exact, nous aussi les avons notés à cet endroit; par contre les *Dossinia* citées (1927, p. 205) n'ont pas été retrouvées, ni par nous, ni par aucun des géologues qui ont étudié minutieusement ce profil.



Une fois connu le mode de présentation du Méotien dans cette zone, il devient intéressant de voir comment l'étage se présente au N et au S de notre région jusque dans les départements de Buzău et de Prahova.

Au N, les dépôts méotiens affleurent en plusieurs endroits, ainsi à Vizantea, dans la vallée de Flămânda, à Câmpuri sur la Șușița, à Cașin sur le Haloș et Curița. Nous y retrouvons en général notre Méotien sans changement. Du point de vue pétrographique, nous constatons la même alternance de bancs puissants de grès et de marnes grisés. Comme nous l'avons déjà remarqué plus haut, il existe à Câmpuri et à Cașin un banc de véritables cinérites andésitiques dans chacune de ces localités; ce banc se trouve intercalé à la base du Méotien et a été déjà décrit par S. ATHANASIU (1911) et O. PROTESCU (1929); en général l'aspect en est le même.

Du point de vue paléontologique, on constate un appauvrissement continu de la faune à mesure qu'on se déplace vers le N. Ainsi, à Câmpuri, dans Valea Vânătoru, où l'on trouve de bons affleurements, nous avons récolté, dans les dépôts qui surmontent le Kersonien à *Mactra caspia*, affleurant dans l'escarpement de Dobrota, les formes suivantes:

Helix (Helix) mrazeci SEVASTOS

Planorbarius thiollierei MICHAUD

Campylaea (Dinarica) tutovana SEVASTOS

Abida cf. *frumentum* DRAPARNAUD

Cepaea krejci WENZ

Ensuite, un banc conglomératique nous a offert:

Unio subatavus TEISSEYRE

» *rumanus* TOURNOUER

Psilunio (Psilunio) subrecurvus TEISSEYRE

Unio wetzleri DUNKER

Un peu plus haut que le coude principal que décrit ce cours d'eau, des marnes nous ont fourni *Viviparus moldavicus* WENZ et *Clausilia* cf. *moldavica* SIMIONESCU.

De Câmpuri, S. ATHANASIU a cité (1911) des *Dosinia*; nous n'avons toutefois pas eu la chance de les retrouver, bien que nous ayons visité et étudié en détail tous les affleurements, comme nous l'avons fait sur le Milcov et sur la Putna.

Plus au N, à Cașin, dans la vallée Haloșu Mare, quelques mètres au-dessus du niveau des marnes rouges, nous avons remarqué une couche sableuse, en partie cimentée, qui nous a donné les formes suivantes:

Unio subatavus TEISSEYRE

» *rumanus* TOURNOUER

Psilunio (Psilunio) subhoernesi SINZOW

Anodonta maeotica BOLGIU



Ensuite, dans différentes couches marneuses de Valea Haloşul Ciobotarului, nous avons récolté :

Helix (Helix) mrazeci SEVASTOS
Abida cf. *frumentum* DRAPARNAUD
Clausilia cf. *moldavica* SIMIONESCU
Cepaea kregcii WENZ
Gyraulus (Gyraulus) rumanus WENZ

Dans la vallée de la Curiţa nous n'avons plus trouvé dans le Méotien que quelques Hélicidés.

Nous connaissons encore des dépôts méotiens dans la cuvette interne, à Câmpuri. Ces dépôts surmontent normalement le Sarmatien et sont généralement constitués — comme les autres dépôts méotiens — par des grès en partie conglomératiques, grès à matériel andésitique et des marnes. Ces dépôts ne renferment que peu de fossiles; nous pouvons en citer :

Planorbarius thiollierei MICHAUD
Helix (Helix) mrazeci SEVASTOS
Cepaea kregcii WENZ

* * *

Tandis qu'au N de notre région, la facture des dépôts méotiens reste presque la même, nous enregistrons, par contre, vers le S des changements importants. Pour mieux illustrer ces changements, nous allons présenter ici la description détaillée de plusieurs coupes levées dans les départements de Prahova et de Buzău, coupes qui permettent de suivre le développement de ces dépôts le long de l'entière région de courbure des Carpates.

Nous commençons par la coupe du Pliocène de la contrée de Călugăreni—Tătarul, située dans l'E du département de Prahova. Le Pliocène constitue à cet endroit le flanc sud de l'anticlinal de Tătaru, montrant dans son axe du Sarmatien et de l'Helvétien. La coupe a été levée — pour le Levantin et partie du Dacien — dans la vallée eBudureasca; pour le Dacien et une partie du Pontien, dans la vallée de la Locea; pour le Pontien supérieur dans la vallée Micudu; pour le Pontien inférieur et moyen et le Méotien dans Valea Tare; enfin pour la limite avec le Sarmatien dans Valea Cernat.

C'est dans cette dernière vallée qu'on peut bien voir la limite d'entre le Sarmatien et le Méotien. La dernière lumachelle à *Mactra* nous a offert des échantillons de *Mactra bulgarica* TOULA; elle est surmontée par un banc épais d'environ 9 m de marnes, en partie sableuses et de couleur vert bleuâtre, dans lesquelles nous avons noté une intercalation à fragments de *Mactra caspia*. Dans un banc, identique comme aspect pétrographique et comme position, situé sous le Méotien de l'aile sud du synclinal de Rudari—Salcia, nous avons également récolté *Mactra caspia*. Il s'ensuit que la Kersonien



est représenté ici par le paquet de 9 m de marnes et par la lumachelle à *Mastra bulgarica*.

Dans cette même vallée de Cernat, le Kersonien est surmonté en concordance, du moins en apparence, d'une couche marneuse gris noirâtre montrant une petite intercalation de marnes rouges. Dans ces marnes, à côté de petites concrétions pyriteuses, on trouve des débris fossiles méotiens d'eau douce, comme:

Theodoxus (Calvertia) stefănescui FONTANNES

Congerina sp.

Unio subatavus TEISSEYRE

La limite d'entre le Sarmatien et le Méotien doit se trouver, à notre avis, entre le banc marno-sableux vert bleuâtre, et celui de marnes gris foncé montrant l'intercalation rouge signalée.

Toujours dans la vallée de Cernat, et à la base du Méotien, existe un horizon à faune d'eau douce d'environ 30 m d'épaisseur consistant en marnes gris noirâtre, à intercalations plus ou moins épaisses de sables gris jaunâtre en partie cimentés; cet horizon nous a fourni:

Theodoxus (Calvertia) stefănescui FONTANNES

Helix (Helix) mrazeci SEVASTOS

Helicopsis sp.

Mastus (Mastus) pupa maeoticus WENZ

Radix (Radix) sp.

Unio subatavus TEISSEYRE

Psilunio (Psilunio) subhoernesii SINZOW

Dreissena sp.

Ostracodes.

Dans Valea Tare, l'horizon à faune d'eau douce affleure seulement sur une faible portion, et la limite avec le Sarmatien n'est pas visible; d'ailleurs, la présence d'un pli dans le Méotien de la partie supérieure de cette vallée, rend la stratigraphie de ces dépôts malaisée à suivre. Les couches à faune d'eau douce de cette vallée ont été pour la première fois indiquées par D. M. PREDA (1925, p. 32).

Cet horizon est surmonté par une centaine de mètres d'épaisseur de grès calcaires oolitiques, de marnes et de sables, contenant des formes saumâtres:

Dosinia maeotica ANDRUSSOW

Modiolus incrassatus minor ANDRUSSOW

Ervilia minuta SINZOW

Pirenella caspia ANDRUSSOW

Caspia latior SAND.

Hydrobia vitrella ȘTEFĂNESCU



Dans Valea Tare, cet horizon se trouve à environ 230 m au-dessous de la limite Pontien-Méotien. Dans quelques échantillons de roche prélevés dans les couches inférieures à l'horizon à *Dosinia* et même dans les couches de ce dernier, nous avons trouvé des Ostracodes et de nombreuses *Rotalia beccarii*.

Méotien de Călugăreni

		P/M
Méotien ± 400 m	Horizon supérieur ± 270 m	<i>Congeria novorossica</i> ± 1 m
		Assise à <i>Leptanodonta</i> ± 6 m
		Faune d'eau douce
	Horizon inférieur à <i>Dosinia</i> ± 130 m	Couches à faune saumâtre <i>Dosinia</i>
		Assise à faune d'eau douce. <i>Helix</i> + <i>Unio</i> ± 12 m
		Faune d'eau douce ± 30 m M/S

Dans les couches à faune saumâtre (dans les dépôts d'environ 100 m) se trouve une intercalation d'une douzaine de mètres avec des Unionidés.

Une intercalation, importante d'environ 12 m dans l'horizon à *Dosinia*, nous a fourni de nombreux restes d'Unionidés et d'autres autres fossiles que voici:

Psilunio (*Psilunio*) *subrecurvus* TEISSEYRE

» (*Psilunio*) *subhoernesii* SINZOW

Anodonta maeotica BOLGIU

Theodoxus (*Calvertia*) *ștefănescui* FONTANNES

Helix (*Helix*) *mrazeci* SEVASTOS

Cepaea kreytzi WENZ

Mastus (*Mastus*) *pupa maeoticus* WENZ

Les dépôts supérieurs à l'horizon à *Dosinia* consistent en marnes sableuses et sables marneux en partie faiblement cimentés. Dans la partie



supérieure s'observent aussi quelques grès sableux gris jaunâtre. Ces dépôts, qui affleurent dans de bonnes conditions dans Valea Tare, nous ont fourni les formes qui suivent:

Theodoxus (Calvertia) stefănescui FONTANNES

Hydrobia kelterboni WENZ

» *vitrella* ȘTEFĂNESCU

Viviparus moldavicus WENZ

Unio subatavus TEISSEYRE

» *moldavicus* ȘTEFĂNESCU

Dreissena polymorpha PALLAS

Congeria panticapea panticapea ANDRUSSOV

» *novorossica* SINZOW

» *panticapea tournoueri* ANDRUSSOV

Hyriopsis sp.

Anodonta sp.

Nous avons fixé la limite d'entre le Méotien et le Pontien, comme on le fait d'habitude, au dernier banc à *Congeria novorossica*, limite qui correspond, d'ailleurs dans une certaine mesure, à un changement de faune. *Congeria novorossica* se trouve dans les dépôts méotiens de la limite Pontien-Méotien et jusqu'à 60 m au-dessous de cette limite qui n'est plus visible actuellement dans Valea Tare. Lors d'une excursion en 1938 en compagnie de M. O. BOLGIU, nous avons pu l'observer parfaitement, mais, dans les dernières années, un grand glissement de terrain a tout recouvert. C'est ce que nous a obligé de suivre cette limite dans Valea Cernat.

Dans cette vallée, la partie supérieure du Méotien consiste en marne gris bleuâtre à intercalations de sables gris jaunâtre et de grès sableux fossilifères qui affleurent sur une distance d'approximativement 30 m. Ces grès nous ont fourni les formes suivantes:

Hydrobia vitrella ȘTEFĂNESCU

Congeria novorossica SINZOW

» *panticapea panticapea* ANDRUSSOV

» *panticapea tournoueri* ANDRUSSOV

Psilunio (Psilunio) subhoernesi SINZOW

Environ à 7 m sous la limite Pontien-Méotien, donc au-dessous du dernier banc à *Congeria novorossica*, nous avons récolté, dans une marne faiblement sableuse, *Leptanodonta rumana* WENZ. L'épaisseur totale du Méotien, dans la région de Călugăreni, est d'environ 400 m.

Nous présentons dans ce qui suit une autre coupe intéressante, de la région Beciu—Arbănași. La connaissance de la stratigraphie de cette contrée

est particulièrement importante, car c'est ici qu'un passage a lieu du Pliocène, tel qu'il nous est connu dans les régions pétrolifères subcarpatiques — à Călugăreni p. ex. — au Pliocène de Moldavie.

Le Méotien de cette contrée affleure en des conditions favorables dans Valea Cărpiniștea, à Beciu, où il atteint une épaisseur allant jusqu'à 550 m. La partie supérieure (environ 30 m) consiste en marnes sableuses gris foncé, dans lesquelles s'intercale un grès d'un blanc grisâtre à *Congeria novorossica*. A environ 28 m au-dessous de la limite Pontien-Méotien, c'est-à-dire au-dessous du dernier banc à *Congeria novorossica* j'ai noté la présence du banc caractéristique à *Leptanodonta rumana* WENZ, banc qui, dans les départements de Prahova et de Dâmbovița, se trouve seulement entre 2 et 8 m sous cette limite. Environ à 30 m au-dessous du banc à *Leptanodonta*, j'ai récolté de beaux échantillons de *Gabillotia mrazeci* WENZ. Le reste du Méotien est formé par une alternance de marnes sableuses gris bleuâtre et de sables en partie cimentés; on remarque aussi quelques rares intercalations de marnes argileuses. Ainsi que nous l'avons déjà dit plus haut, certains grès gris bleuâtre ont une certaine teneur en cendres volcaniques. Dans cette partie de l'étage nous avons eu la possibilité de récolter:

- Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* FONTANNES
- Hydrobia vitrella* ȘTEFĂNESCU
- Helix (Helix) mrazeci* SEVASTOS
- Viviparus moldavicus* WENZ
- *Syndesmia* sp.
- Psilunio (Psilunio) subrecurvus* TEISSEYRE
- » (*Psilunio*) *subhoernesi* SINZOW
- Unio subatavus* TEISSEYRE
- Hyriopsis* sp.
- Modiolus incrassatus minor* ANDRUSSOW
- Dreissena polymorpha* PALLAS
- Ostracodes*.

A approximativement 460 m au-dessous de la limite Pontien-Méotien, se trouvent plusieurs bancs de grès oolitiques, qui nous ont procuré:

- Dosinia maeotica* ANDRUSSOW
- Hydrobia vitrella* ȘTEFĂNESCU
- Pirenella disjunctoides* SINZOW
- Ervilia minuta* SINZOW
- Anodonta maeotica* BOLGIU

L'horizon qui fait suite, vers le bas, à celui à *Dosinia*, n'affleure d'une manière convenable que dans la vallée du petit ruisseau Alunișul, plus ou moins parallèle à la vallée de Cărpiniștea. Il y a ici, au-dessous du banc à



Dosinia, une cinquantaine de mètres de sables, grès et marnes qui nous ont fourni les formes d'eau douce suivantes:

Psilunio (Psilunio) subhoernesi SINZOW

Unio subatavus TEISSEYRE

Theodoxus (Calvertia) stefănescui FONTANNES

La limite avec le Sarmatien, n'est pas visible; mais deux sondes de la société « Steaua-Română » ont rencontré, à approximativement 50 m sous l'horizon à *Dosinia*, des calcaires sarmatiens à *Mactra*.

Il s'ensuit que dans cette coupe la faune présente en général la même distribution que celle de Călugăreni; cependant, les dépôts d'Arbănași diffèrent de ceux de Călugăreni par le fait qu'ils sont plus épais que ces derniers d'environ 150 m; de plus, il s'agit de dépôts grés-sableux, donc plus semblables pétrographiquement à ceux qui affleurent sur le Milcov.

La coupe de Berca—Joseni est trop analogue à celle de Beciu—Arbănași pour qu'une description spéciale soit nécessaire; les fossiles collectionnés figurent dans le tableau annexé.

* * *

Il résulte de ce que nous venons d'exposer plus haut, que le Méotien des régions pétrolifères sous-carpatiques (coupe de Călugăreni) présente deux horizons distincts, bien qu'inégaux comme développement; un horizon inférieur plus réduit, appelé généralement horizon à *Dosinia* et un horizon supérieur, plus développé, que W. WENZ (1942) et K. KREJCI-GRAF (1929 et 1931) ont dénommé Moldave. Cette dénomination est impropre car les dépôts considérés dans le Plateau Moldave par M. DAVID comme méotiens supérieurs et appelés par lui Moldavien, sont en réalité bessarabiens et Kersoniens, ainsi que l'a prouvé I. ATANASIU (1940, p. 154) et dans les derniers temps O. BOLGIU (1944 e). Nous trouvons plus logique de les nommer horizon inférieur « à *Dosinia* » et horizon « supérieur » (voire le tabl. montrant la subdivision du Méotien à Călugăreni).

A mesure qu'on suit les dépôts méotiens vers le N, le long de la courbure carpatique, on s'aperçoit que les deux subdivisions deviennent de moins en moins évidentes, si bien qu'au N du Milcov on ne peut plus les séparer l'une de l'autre. Il est toutefois à remarquer, du point de vue stratigraphique, qu'en Munténie, comme à Călugăreni et à Beciu, *Dosinia maeotica* ANDR. accompagne *Anodonta maeotica* BOLGIU. A partir du Milcov vers le N, nous constatons que les *Dosinia* disparaissent complètement, *Anodonta* persistant seule et se rencontrant jusqu'à Cașin. De même, *Congerina novorossica*, qui en Munténie marque la limite d'entre le Méotien et le Pontien, et qui se trouve répandue seulement dans l'horizon supérieur du Méotien, sur le Milcov, descend sous le niveau d'*Anodonta maeotica* dans l'horizon



inférieur et disparaît dans les couches supérieures. Quant aux autres formes, elles deviennent de plus en plus rares vers le N, mais elles maintiennent en lignes générales leur position stratigraphique.

PONTIEN

Aussi bien dans la vallée de la Putna, que dans celle du Milcov, l'alternance de grès et de marnes qui constitue le Méotien est surmontée par un paquet de marnes gris jaunâtre, en partie sableuses et cimentées, durcies, paquet dont l'épaisseur est d'environ 50 m. C'est à la base de ces marnes que nous avons fixé la limite inférieure du Pontien. Ces marnes sont à leur tour suivies par une nouvelle alternance de marnes sableuses et de grès auxquels s'ajoutent de rares couches de charbon ou de marnes charbonneuses.

Les grès sont stratifiés par bancs de 0,50 m à 1,50 m; ils sont jaunâtres avec une nuance grise, sableux, et font effervescence à l'acide chlorhydrique. Les marnes sont également sableuses, d'un gris jaunâtre, bien stratifiées et disposées par bancs de 3 à 10 m d'épaisseur. A environ 200 m au-dessus de la limite avec le Méotien, on trouve sur le Milcov une couche de charbon d'environ 2 m d'épaisseur et de couleur brune; c'est du charbon feuilleté, renfermant de nombreux cristaux de gypse; ils présentent aussi bien au lit qu'au toit une couche de marnes charbonneuses qui flanquent le charbon. En dehors de cette couche de charbon il y en a encore deux autres de la même puissance un peu plus haut, que les habitants des environs exploitaient avant la première guerre mondiale (voir la position de ces couches dans le tableau stratigraphique).

On ne rencontre pas de couches de charbons le long de la Putna; mais, dans la même situation que sur le Milcov, on trouve sur la Putna, à la place du charbon, des marnes argilo-charbonneuses de couleur noirâtre, épaisses d'environ 1 m.

La puissance du Pontien sur le Milcov est approximativement de 1400 m et sur la Putna de 1800 m.

Le Pontien présente de beaux affleurements le long du Milcov. Les grès qui surmontent les marnes sableuses que nous considérons comme limite approximative entre le Méotien et le Pontien, nous ont révélé une riche faune dont voici les principales formes:

Hydrobia kelterborni WENZ

Lithoglyphus rumanus ȘTEFĂNESCU

Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZKA

Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus BARBOT DE MARNY

Limnocardium syrmienne R. HOERNSE

Didacna subcarinata arcaeformis WENZ

Plagiodacna modiolaris DESHAYES



Prosodacna (Stylodacna) sturi COBĂLCESCU
Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW
Scorbicularia (Syndesmia) tellinoides ANDRUSSOW

Un peu plus haut dans la série, une assise de charbon nous a fourni encore :

Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus ȘTEFĂNESCU
Theodoxus (Calvertia) trilineatus n. sp.
Hydrobia pontilitoris WENZ
Lithoglyphus rumana ȘTEFĂNESCU
 » *acutus decipiens* BRUSINA
Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZKA
Viviparus neumayri neumayri WENZ
Hyriopsis kraussi WENZ
Unio rumanus TOURNOUER
Prosodacna (Stylodacna) sturi COBĂLCESCU
Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW

Toujours dans la vallée du Milcov, à environ 100 m plus haut que cette assise de charbon, nous avons trouvé dans un grès les formes qui suivent :

Unio wetzleri DUNKER
Anodonta cf. *sublaevis* SINZOW
 » *pseudohiria* SINZOW

la dernière passée dans le tableau ci-joint sous le nom de *Cristaria*.

D'autres bancs de grès nous ont fourni :

Prosodacna (Stylodacna) sturi COBĂLCESCU
Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW
Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus ȘTEFĂNESCU
 » *(Calvertia) trilineatus* n. sp.
Helix sp.
Dreissena rimestiensis FONTANNES

fossiles habituellement concentrés au-dessus ou au-dessous des couches de charbon.

Le Pontien renferme une riche faune également dans Valea Putnei : des grès, situés près du village Colacul, nous ont fourni, comme sur le Milcov, de nombreux échantillons de :

Theodoxus (Calvertia) trilineatus n. sp.
 » *(Calvertia) licherdopoli scriptus* ȘTEFĂNESCU
Hydrobia kelterborni WENZ
 » *pontilitoris* WENZ



Lithoglyphus rumanus ȘTEFĂNESCU
 » *acutus decipiensis* BRUSINA
Viviparus neumayri neumayri BRUSINA
Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZKA
Unio rumanus TOURNOUER
Hyriopsis kraussi WENZ
Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus BARBOT DE MARNY
Didacna subcarinata arcaeformis WENZ
Limnocardium syrmienne R. HOERNES
Prosodacna (Stylodacna) sturi COBĂLCESCU
Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW
Scorbicularia (Syndesmia) tellinoides SINZOW

Plus au N de Valea Putnei, à Găuri, dans la vallée de la Păstrava, il y a dans les dépôts pontiens de nombreux affleurements qui nous ont fourni, en dehors des communes, quelques-unes plus remarquables, telles que: *Cristaria rostrata* BOLGIU et *Cristaria macoveii* BOLGIU. Ces formes sont accompagnées par:

Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZKA
Hyriopsis kraussi WENZ
Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus BARBOT DE MARNY
Prosodacna (Stylodacna) sturi COBĂLCESCU
Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW
Dreissena rimesiensis FONTANNES

* * *

Nous avons trouvé, à Câmpuri, un Pontien développé sous le même faciès que dans la vallée de la Putna qui présente les mêmes marnes charbonneuses correspondant aux couches de charbon du Milcov. Il est toutefois presque complètement dépourvu de faune. Malgré nos recherches, très minutieuses, nous n'avons réussi à trouver que trois formes d'importance stratigraphique, dans un affleurement qui se trouve approximativement à 500 m de l'embouchure du Pârâul Podobitu, à savoir:

Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW
Prosodacna (Stylodacna) sturi COBĂLCESCU
Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus BARBOT DE MARNY

Ces fossiles ont été retrouvés aussi par M. C. STOICA, qui nous a confirmé leur existence à Câmpuri. D'autres restes fossiles, comme *Helix* sp., *Planorbis* sp. se trouvent rarement dans les marnes; mais tous sont tellement écrasés qu'il nous a été impossible de les déterminer.

L'importance des dépôts pontiens dans Valea Putnei peut être estimée à approximativement 1300 m.



Plus au N, le Pontien affleure de nouveau dans la vallée du Haloşul Cio-botarului. Ici, près du confluent du Pârâul Brănişteanului, on remarque plusieurs couches de charbon, en partie terreux, correspondant aux couches de marnes charbonneuses qui affleurent dans les vallées de la Şuşiţa et de la Putna, comme aussi aux couches de charbon du Milcov. La faune est extrêmement pauvre. Parmi les formes récoltées dans les dépôts pontiens situés au S, nous en avons déterminé une seule, à savoir *Anodonta pseudo-chyria* SINZOW. Cette forme se retrouve, accompagnée par: *Planorbis planorbis* LINNÉ, *Gyraulus* (*Gyraulus*) *rumanus* WENZ dans les marnes charbonneuses.

A proximité du village de Caşin, les dépôts pontiens n'affleurent que sur une portion restreinte du fait de la présence d'une puissante dislocation, commençant à partir du Pârâul Haloşul Mic et allant jusqu'au confluent de la Curiţa et du Caşin; ici, le Pontien se trouve engagé sous cette dislocation (R. CIOCÂRDEL, 1944, pl. 3 et 4).

*

L'exposé que nous avons fait, sur les dépôts pontiens de notre région et au nord de cette même région, ne nous permet pas encore d'avoir une idée précise sur l'état de ces dépôts et de leurs subdivisions. Pour en arriver là, il est nécessaire de comparer ces dépôts aux dépôts pontiens qui affleurent au S et au N, au delà des endroits que nous venons de passer en revue, dépôts compris, dans l'acception actuelle, en Munténie entre le dernier banc à *Congeria novorossica* et le banc sableux appelé Drader.

Dans ce but, nous déciderons d'abord quelques coupes levées dans le Pontien des départements de Prahova et de Buzău; ensuite nous commenterons la distribution et l'évolution de la faune et enfin nous montrerons les arguments qui nous ont déterminé à diviser de cette manière le Pontien de notre région.

Dans la région de Călugăreni, envisagée précédemment à propos du Méotien, nous avons eu la possibilité de lever, avec M. H. FABIAN, une coupe assez complète du Pontien dans les vallées de Cernat, Valea Tare et Micudu et aussi dans Valea Sâlciei.

La limite Méotien Pontien est marquée par le banc à *Congeria novorossica*, au-dessus duquel nous trouvons, dans la vallée de Cernat, des marnes grises fossilifères, qui nous ont fourni les formes suivantes:

Paradacna abichi R. HOERNES

Congeria zagrabiensis BRUSINA

Congeria rumana ŞTEFĂNESCU

Le Pontien inférieur n'affleure pas en des conditions favorables dans Valea Tare; toutefois, dans les marnes gris bleuâtre qui constituent, en ma-



jurité, les dépôts de cette formation, nous avons ramassé une faune assez riche, dont nous présentons ici les formes suivantes:

Paradacna abichi R. HOERNES
Congerina rumana ȘTEFĂNESCU
 » *rhomboidea* M. HOERNES
 » *zagrabiensis* BRUSINA
Caladacna steindacneri BRUSINA
Lymnocardium subsquamulosum ANDRUSOW
Dreissena rostriformis DESHAYES
Didacna subcarinata arcaeformis WENZ
Viviparus achatinoides DESHAYES
Valenciennius annulatus ROUSSEAU

En revanche, dans la même vallée, le Pontien moyen affleure bien constitué par des sables gris jaunâtre, en partie cimentés, montrant des traces charbonneuses et des intercalations de marnes gris bleuâtre. Ces dépôts nous ont offert de nombreuses formes:

Congerina rhomboidea M. HOERNES
Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus ȘTEFĂNESCU
Viviparus neumayri neumayri BRUSINA
Hydrobia spicula ȘTEFĂNESCU
 » *pontilitoris* WENZ
Lithoglyphus acutus decipiens BRUSINA
Limnocardium syrmienne R. HOERNES
Unio rumanus TOURNOUER
Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZKA
Dreissena polymorpha PALLAS
 » *rimestiensis* FONTANNES
Prosodacna (Stylodacna) sturi COBĂLȚESCU
Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW
Didacna subcarinata arcaeformis WENZ
 » » *placida* ȘTEFĂNESCU
Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus BARBOT DE MARNY

Un grès sableux limoniteux nous a fourni, en outre, *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

Le Pontien inférieur et moyen ont ensemble une épaisseur de 350 m.

Valea Micudu, du bassin de la Salcia, offre de beaux affleurements du Pontien supérieur. Celui-ci est constitué par des marnes grises et vert bleuâtre (olive jaunâtre, quand elles sont altérées), montrant de minces intercalations de sables marneux, surtout à la base, et de rares restes charbonneux. Les



marnes de cet ensemble nous ont fourni une riche faune, dont plusieurs formes nouvelles décrites par W. WENZ:

- Phyllicardium planum planum* DESHAYES
 » *planum gigantum* WENZ (forme nouvelle)
Caladacna steindachneri BRUSINA
Didacna subcarinata placida ȘTEFĂNESCU
Didacna subcarinata luxuriosa WENZ (forme nouvelle)
Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus BARBOT DE MARNY
Dreissena polymorpha PALLAS
 » *rostriformis* DESHAYES
 » *rimestriensis* FONTANNES
Dreissenomya aperta DESHAYES
Viviparus neumayri neumayri BRUSINA
Valenciennius annulatus ROUSSEAU
Gyraulus sp.
Lithoglyphus rumanus ȘTEFĂNESCU

L'épaisseur des dépôts pontiens supérieurs est d'approximativement 300 m. Dans les derniers 20 m supérieurs, j'ai récolté une forme nouvelle de *Phyllicardium* accompagnée par de nombreuses *Prosodacna*; voici ces formes:

- Phyllicardium planum rumanum* WENZ (forme nouvelle)
Prosodacna (Stylodacna) heberti COBĂLCESCU
 » *(Stylodacna) stenopleura* ȘTEFĂNESCU
 » *(Stylodacna) rumana* FONTANNES
 » *(Prosodacna) savae* TEISSEYRE
Didacna subcarinata subcarinata DESHAYES

Il résulte de tout ceci que le Pontien de Călugăreni—Tătaru présente trois horizons distincts: l'un, inférieur, marneux, un autre, sableux, au milieu et un troisième, supérieur, de nouveau marneux. L'épaisseur totale du Pontien, avec ses trois subdivisions, est d'environ 650 m dans la région de Călugăreni.

Une autre coupe, que nous avons levée, concerne la région de Beciu—Arbănași, dans la vallée de la Cărpiniștea et Valea Bodei. Ici aussi, la limite Méotien-Pontien est remarquée par le banc à *Congerina novorossica*.

La partie inférieure, marneuse, peut atteindre 300 m d'importance. Ce sont des marnes gris bleuâtre à rares et minces intercalations de sables à riche faune dont nous avons déterminé:

- Valenciennius annulatus* ROUSSEAU
Paradacna abichi HOERNES
Prosodacna (Stylodacna) sturi COBĂLCESCU
 » *(Stylodacna) orientalis* ȘTEFĂNESCU



Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW
Didacna subcarinata subcarinata DESHAYES
Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus BARBOT de MARNY
Caladacna steindachneri BRUSINA
Congeria rhomboidea M. HOERNES
 » *rumana* ȘTEFĂNESCU

Le Pontien moyen consiste en majorité en sables et montre une importance de 800 m environ. Ces sables sont en partie cimentés et forment de véritables grès. A la partie inférieure on remarque deux couches de charbons, épaisses de 30 à 40 cm chacune; ces deux couches s'épaississent vers le N, si bien que dans la vallée du Milcov et plus loin vers le N, à Cașin, elles atteignent un développement appréciable. Les fossiles récoltés dans le Pontien moyen sont les suivants:

Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZKA
Viviparus achatinoides DESHAYES
 » *neumayri neumayri* BRUSINA
Hyriopsis kraussi WENZ
Unio rumanus TOURNOUER
Congeria rhomboidea M. HOERNES (à la base uniquement)
Dreissena rostriformis DESHAYES
Prosodacna (Stylodacna) orientalis ȘTEFĂNESCU
 » *(Prosodacna) serena* ȘTEFĂNESCU
 » *(Stylodacna) sturi* COBĂLCESCU
Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW
Dreissena rimestiensis FONTANNES

La partie supérieure du Pontien, épaisse de 350 m approximativement, est constituée par des marines gris bleuâtre avec quelques intercalations de sables marneux plus ou moins épais; ces couches nous ont fourni la faune qui suit:

Valenciennius annulatus ROUSSEAU
Viviparus neumayri neumayri BRUSINA
Hyriopsis kraussi WENZ
Caladacna steindachneri BRUSINA
Didacna subcarinata luxuriosa WENZ
 » *subcarinata subcarinata* DESHAYES
 » *subcarinata placida* ȘTEFĂNESCU
Prosodacna (Stylodacna) heberti COBĂLCESCU
 » *(Stylodacna) sturi* COBĂLCESCU
Phyllicardium planum DESHAYES
 » » *lunae* VOITEȘTI



Phyllicardium planum rumanum WENZ» » *giganteum* WENZ

La limite entre le Dacien et le Pontien est, du point de vue pétrographique, assez difficile à tracer, étant donné que la partie inférieure du Dacien, offre le même faciès que le Pontien supérieur. Paléontologiquement nous avons envisagé cette limite — tout comme dans la coupe de Călugăreni — là, où les *Phyllicardium* disparaissent. Cette limite est cependant malaisée à suivre sur le terrain, et, de ce fait, nous avons pris — à l'exemple d'autres auteurs (PROTESCU, 1916, 1923, 1929 et R. NOTH, 1935) — comme limite Pontien-Dacien, la base d'un banc très important de sables, qui correspond approximativement aux dernières apparitions des Phyllocardiidés; ce banc est — comme position et comme épaisseur — un équivalent de la couche, dite Drader.

Encore une coupe levée par nous, c'est celle de Berca—Joseni. Le fait qu'elle présente les plus grandes analogies avec celle d'Arbănași, rend superflue une description détaillée; nous nous bornons — comme pour le Méotien — à consigner les fossiles qu'il nous a fournis dans le tableau stratigraphique, ci-joint.

Il résulte de la considération de ces trois profils — Călugăreni, Arbănași, Berca — que les dépôts pontiens se laissent le plus naturellement diviser en trois horizons distincts:

a) Un horizon « inférieur marneux », caractérisé par *Paradacna abichi*, *Congeria rhomboidea*, *C. rumana*, *Valenciennius annulatus*, *Didacna subcarinata arcaiformis*, *Caladacna steindachneri*.

b) Un horizon « moyen sableux » défini par *Viviparus neumayri neumayri*, *Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus*, *Didacna subcarinata arcaiformis*, *Pseudoprosodacna* aff. *eichwaldi*, *Limnocardium syrmienne*, *Lithoglyphus rumanus*, *Hyriopsis kraussi*; aussi *Congeria rhomboidea*, mais qui est cantonné à la base de l'horizon.

c) Un horizon « marneux supérieur », contenant *Valenciennius annulatus*, *Phyllicardium planum planum*, *Ph. planum giganteum*, *Ph. planum rumanum* (strictement cantonné à la partie supérieure), *Ph. planum lunae*, et aussi quelques autres formes de *Didacna* et de *Dreissensia*.

Cette division n'est pourtant pas valable pour les régions pétrolifères à l'W de Călugăreni, bien qu'elles se trouvent à la même latitude; dans ces contrées, en effet, le Pontien est marneux dans toute son épaisseur.

Une fois en possession de ces données sur la stratigraphie des dépôts pontiens de la Munténie Orientale, nous pouvons plus utilement envisager une discussion sur leur parallélisme avec ceux de Moldavie.

Lorsque s'est posé le problème de paralléliser les dépôts pontiens de la Munténie Orientale avec ceux de Moldavie, la première question qui de-

vait être résolue c'était celle de préciser ce qu'on doit entendre par « Pontien ». W. TEISSEYRE (1908, p. 338—347), après avoir présenté l'historique des sens successifs de ce terme et de ses divisions par les auteurs antérieurs (LE PLAY, 1842; ANDRUSSOW, 1895; SABBA ȘTEFĂNESCU, 1897; SAVA ATHANASIU, 1907), est d'avis que « nous devons comprendre dans l'étage Pontien « les couches à *Congeria rhomboidea* M. HOERNES sens large » (p. 348), couches qui sont l'équivalent du calcaire d'Odessa et des couches de Kamyschburun. Il précise dans le tableau II que l'étage Pontien *s. str.* est un facies mixte à *Valenciennesia*, caractérisé par la rencontre de différentes espèces propres à d'autres facies, et aussi par l'apparition et l'extrême fréquence de *Congeria rhomboidea*, et parfois de *C. rumana*, *Dreissensia rostriformis* var. *vulgaris*, *Cardium* (*Phyllicardium*) *planum*, *Cardium lenzi*, etc.

Plus tard, K. KREJCI-GRAF (1929, 1930), W. WENZ et K. KREJCI-GRAF (1930, 1931) et plus récemment W. WENZ (1942), divisent le Pontien, grosso-modo dans le sens de la division proposée par N. ANDRUSSOW (1895) et SABBA ȘTEFĂNESCU (1897) en « Unterpont » et « Oberpont ». Par Unterpont les deux auteurs entendent les dépôts marneux de base à *Paradacna abichi*, *Valenciennius annulatus*, *Congeria rumana*, *C. zagrabiensis* — c'est-à-dire les ainsidits « Abichi-Schichten » — et, d'autre part, l'horizon sableux, moyen, à *Congeria rhomboidea*, ou « Rhomboidea-Schichten », là, où ils sont développés. Quant à l'Oberpont, il comprendrait l'horizon marneux supérieur à *Phyllicardium*, *Prosodacna* et *Valenciennesia*.

Nous remarquons que cette division du Pontien de la Munténie Orientale, n'est pas exactement adéquate, étant donné qu'elle ressemble en tout aux dépôts très distincts du point de vue pétrographique et en partie faunistique, à savoir l'horizon marneux inférieur et l'horizon moyen sableux. Nous pouvons d'ailleurs compter, comme un argument en notre faveur, le fait que les deux auteurs reconnaissent eux-mêmes, dans les tableaux, la nécessité de la division en trois horizons du Pontien de l'E de la Munténie quand ils attribuent, dans les tableaux stratigraphiques annexés à leur travail, la dénomination de « süßes Mittelpont » aux assises à faune lacustre de l'horizon moyen sableux, qui ne sont développées que dans l'E.

La division que nous venons de présenter en trois horizons est une division locale qui tient compte des changements importants de faune et de constitution pétrographique. Elle nous paraît plus logique, car ces divisions sont plus faciles à suivre dans le travail sur le terrain en Munténie Orientale, c'est-à-dire là, où le Pontien présente ces trois horizons.

WENZ et KREJCI-GRAF tiennent compte (1930, 1931) probablement dans leur classification des cycles de sédimentation. En effet, l'horizon sableux moyen représente un terme regressif d'un complexe de dépôts, commençant avec le Méotien et finissant avec ces assises sableuses, tandis que les dépôts marneux supérieurs sont le début d'un nouveau cycle qui, ainsi que nous

le verrons plus loin, finit lui aussi avec le Dacien moyen. Une preuve que les choses se passent ainsi, c'est l'existence d'une série de discordances, remarquées par O. BOLGIU (1944 d) entre les dépôts sableux moyens et l'horizon marneux supérieur. Il serait donc logique de considérer le Pontien comme finissant par ces dépôts sableux, et d'attribuer l'horizon marneux supérieur au Dacien. La classification présentée par TEISSEYRE (1908) nous empêche cependant de la faire, car l'auteur spécifie qu'il entend par Pontien un facies mixte à *Valenciennesia*, *Congeria rhomboidea*, *Phyllicardium*, etc.; or, les *Phyllicardium* sont répandus spécialement dans l'horizon supérieur, avec les *Valenciennesia*. ANDRUSSOW a décrit (1909), de la Russie Méridionale, l'étage Cimmérien, qui correspondrait au Pontien supérieur et au Dacien inférieur de Roumanie; cependant, un parallélisme précis basé sur la faune n'étant pas possible, une comparaison entre les dépôts correspondants devient malaisée. En partant de ces faits, nous avons adopté — à quelques petites modifications près — la division récente de KREJCI-GRAF et WENZ (1930, 1931), qui, en lignes générales, représente les idées de W. TEISSEYRE (1908). La création d'une division en plus, en séparant dans l'« Unterpont » un horizon marneux inférieur et un autre sableux moyen, était nécessaire; quant aux limites, inférieure et supérieure, de l'étage, elles restent sans changement.

Une fois ceci précisé, nous avons étudié en détail la question de connaître les fossiles associés, dans le Pontien de Munténie, aux formes considérées par W. TEISSEYRE (1908) comme caractéristiques de l'étage, telles que *Congeria rhomboidea* et *Valenciennius annulatus*; et cela, pour que, plus au nord, où ces formes n'apparaissent plus, mais où on trouve, par contre, des fossiles qui, au sud, sont associés à ces formes caractéristiques, nous sachions approximativement à quel niveau stratigraphique nous nous trouvons et quels sont les formations qu'ils représentent.

Dans cette voie, nous avons constaté que, dans le Pontien de Călugăreni, comme partout dans les départements de Prahova et de Băzău, où ces dépôts affleurent, complètement développés, les deux formes en question sont accompagnées par d'autres, qui sont également cantonnées dans le Pontien et qui sont donc caractéristiques au même titre pour cet étage. Voici ses formes:

Viviparus neumayri neumayri BRUSINA

Hydrobia pontilitoris WENZ

Hydrobia spicula ȘTEFĂNESCU

Lithoglyphus rumanus ȘTEFĂNESCU

Hyriopsis kraussi WENZ

Scorbicularia (Syndesmia) tellinoides SINZOW

Limnocardium syrmiense R. HOERNES

Didacna subcarinata arcaeformis WENZ



Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus BARBOT DE MARNY
Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW

Dans les dépôts sableux affleurant le long du Milcov et que nous avons attribués au Pontien, on ne rencontre plus de formes qui se trouvent dans l'horizon marneux du S (*Congerina rhomboidea*, *Paradacna abichi*, *Caladacna steindachneri*, *Valenciennesia*, *Phyllicardium*, etc.); mais on y trouve presque toutes celles qui plus au S sont particulières au facies sableux, donc à un facies analogue à celui de Moldavie; ceci n'est d'ailleurs que logique. Il est donc clair pour nous que là, où nous trouvons, en Moldavie, une assise à formes qui se rencontrent plus au S dans un facies sableux, tel que *Didacna subcarinata arcaiformis*, *Pseudoprosodacna* aff. *eichwaldi*, *Monodacna pseudocatillus*, etc. nous avons affaire à des dépôts pontiens même si *Congerina rhomboidea* ou *Valenciennesia* y font défaut. Ceci, du fait que ces espèces se rencontrent plus au S associées dans la même assise avec des formes pontiennes typiques, qui ne se trouvent plus dans le Dacien.

C'est en partant de ces considérations, que nous avons séparé les dépôts pontiens affleurant dans les vallées du Milcov, de la Putna, de Șușița et Cașin; leur existence, basée sur les listes de fossiles déjà présentées, est indiscutable (voir le tableau stratigraphique). Les limites que nous avons adoptées n'ont pas encore toute l'exactitude désirable, et ceci du fait de n'avoir pas toujours disposé de données suffisantes; toutefois, nous pouvons avancer comme un fait certain d'avoir délimité grosso modo cet étage et d'en avoir prouvé l'existence jusqu'à Cașin.

Dans le parallélisme des dépôts pontiens de la région de courbure, nous avons utilisé aussi les dépôts de charbons et les couches de marnes charbonneuses. En général, on peut affirmer que le Pontien sableux moyen de Muntenie ne renferme que des traces insignifiantes de charbon. Mais celles-ci deviennent plus fréquentes vers l'E, si bien qu'à Berca, dans la vallée du Pârâul Sărățelul, nous rencontrons dans la partie inférieure des dépôts sableux moyens deux gisements de charbon brun feuilletés, épais de 0,40 à 0,60 m. A partir de cette localité, les charbons deviennent de plus en plus consistents, de sorte qu'à Arbănași — où ils occupent la même position stratigraphique — ils ont un plus grand développement et, sur le Milcov, ils atteignent jusqu'à 2 m d'épaisseur.

Nous avons déjà montré que ces charbons évoluent plus au N, devenant parfois marneux, d'autres fois plus charbonneux; mais ils se maintiennent jusqu'à Cașin, dans la vallée du Haloșul Ciobotarului.

Dans le tableau stratigraphique ci-joint, nous avons marqué la position de ces charbons et la conclusion à laquelle nous arrivons c'est que, même si les dépôts pontiens de Moldavie avaient été complètement exempts de fossiles, nous aurions toutefois eu la possibilité de les paralléliser d'après leurs intercalations de charbon, qui peuvent être très facilement suivies et levées.



DACIEN

Nous avons marqué, d'accord avec O. BOLGIU (1944), la limite Pontien-Dacien à environ 150 m au-dessus du dernier niveau à *Prosodacna* aff. *eichwaldi*. Cette forme n'apparaît dans le Pontien de la Munténie que près de la limite du Dacien. C'est en utilisant ce critérium paléontologique que nous avons séparé dans notre région, le Pontien par rapport au Dacien.

Mais cette séparation correspond aussi à un changement dans l'aspect pétrographique. Ainsi, dans la vallée du Milcov autant que dans celle de la Putna se trouve, à environ 150 m au-dessus de la dernière apparition de *Pseudoprosodacna eichwaldi*, un banc de sable très apparent, important de 15 m environ, qui rappelle l'assise dite « Drader » des régions pétrolifères; c'est à la base de ce banc que nous envisageons la limite en question. L'assimilation de ce banc à l'assise « Drader » est encore une supposition, car il existe des différences; nous croyons cependant, en tenant compte aussi de la faune, que ce banc correspond approximativement à la base des dépôts daciens. En effet, au-dessus de ce banc, vient une alternance complexe de sables, de rares bancs de grès, marnes sableuses, marnes charbonneuses et charbons bruns feuilletés. A la base de cet ensemble, on trouve de la *Prosodacna sturi*, qui est caractéristique pour le Dacien.

Les sables ont le grain fin et une couleur gris blanchâtre; les grès sont jaunâtres à nuance grise, font une forte effervescence avec le HCl et sont friables; les marnes sont en partie sableuses, grises, d'autres sont charbonneuses et de couleur noirâtre. Les charbons sont feuilletés, souvent terreux, de couleur brune et présentent sur les plans de stratification de nombreuses rosettes de gypse. Dans la vallée du Milcov, le Dacien renferme — comme dans celle de la Putna — six bancs plus importants de charbon, dont l'épaisseur varie de 0,50 à 1,20 m. Les plus intéressants se trouvent toutefois à la partie supérieure.

Dans la vallée de la Putna, au-dessous de la terrasse de Vidra, on remarque un banc épais d'environ 0,80 m, constitué par un grès contenant de la cendre andésitique. Nous connaissons des cinérites andésitiques dans le Dacien à Ceptura — Călugăreni et Nenciulești, dans le département de Prahova. Ces cinérites ont été observées et décrites aussi par plusieurs auteurs, comme PROTESCU (1916, p. 225), A. STRECKEISEN (1928 — 1929), K. KREJCI-GRAF et W. WETZEL (1936) par P. KELTERBORN et A. STRECKEISEN.

A la suite d'une étude sommaire, KREJCI et WETZEL (1936) ont affirmé que ces cinérites seraient dacitiques; mais, un peu plus tard, KELTERBORN et STRECKEISEN (1938), qui en font l'analyse chimique, arrivent à prouver sa nature andésitique.

SiO ₂	58,64	Na ₂ O	3,12
TiO ₂	0,88	K ₂ O	1,85
AlO ₃	17,81	P ₂ O ₅	0,81
Fe ₂ O ₃	2,60	H ₂ O +	3,96
FeO	1,55	H ₂ O —	0,76
MnO	traces	CO ₂	0,00
MgO	0,24		100,17
CaO	7,95		

Dans les grès à cendre andésitique de la vallée de la Putna, on voit à l'œil nu sur la cassure des phénocristaux de hornblende, et, à la loupe ou au microscope, des plagioclases basiques, hornblende brune, augite et biotite. L'existence dans le Dacien de ces cinérites et cendres andésitiques dénote, ainsi que l'affirment aussi I. ATANASIU (1924) et A. STRECKEISEN (1930, p. 151) que l'activité des volcans transylvains — surtout de ceux de la région de Harghita — a duré jusque dans le Pliocène supérieur.

Dans la partie supérieure du Dacien, les bancs sableux sont plus fréquents et les marnes font presque complètement défaut.

La puissance des dépôts daciens, aussi bien dans la vallée du Milcov que dans celle de la Putna atteint 1800 m environ.

Le côté paléontologique est intéressant car il s'agit de faunes relativement riches.

Dans la vallée du Milcov, les dépôts de la base offrent, au-dessus du banc de sable, pris comme limite Pontien-Dacien, dans un grès friable, *Prosodacna* (*Stylodacna*) *sturi* COBĂLCESCU, accompagnés par *Theodoxus* (*Calvertia*) *trilineatus* n. sp.

Plus haut, dans une marne charbonneuse qui supporte la première assise des charbons daciens, nous avons récoltés les formes qui suivent:

- Theodoxus* (*Calvertia*) *licherdopoli scriptus* ȘTEFĂNESCU
- » (*Calvertia*) *licherdopoli licherdopoli* ȘTEFĂNESCU
- » (*Calvertia*) *quadrifasciatus* BIELZ
- » (*Calvertia*) *trilineatus* n. sp.
- Dreissena polymorpha* PALLAS
- Unio rumanus* TOURNOUER

Une autre assise de marne charbonneuse, située au-dessus de la couche de charbon, nous a offert:

- Theodoxus* (*Calvertia*) *licherdopoli scriptus* ȘTEFĂNESCU
- » (*Calvertia*) *licherdopoli licherdopoli* ȘTEFĂNESCU
- » (*Calvertia*) *quadrifasciatus* BIELZ
- Psilunio* (*Psilunio*) *craiovensis slănicensis* TEISSEYRE
- » (*Psilunio*) *craiovensis craiovensis* TOURNOUER
- Hyriopsis krejci* WENZ
- Dreissena rimestiensis* FONTANNES



La partie supérieure des dépôts daciens, particulièrement les marnes charbonneuses offrent de nombreux Planorbis, dont nous citons:

- Gyraulus* (*Gyraulus*) *rumanus* WENZ
 » (*Gyraulus*) cf. *quadrangulus* NEUMAYR
Planorbis *sulekianus* BRUSINA
Anisus (*Spiralina*) *vortex* LINNÉ

Nous devons enfin citer la trouvaille de nombreux échantillons d'*Hyriopsis krejci* WENZ, en particulier dans les marnes sous le dernier banc de charbons daciens (voir la carte); ces exemplaires sont cependant d'une très grande fragilité, si bien que ce n'est qu'avec de grandes difficultés que nous avons eu la possibilité de nous procurer des fragments de plus grandes dimensions. Les mêmes marnes à *Hyriopsis* nous ont en outre fourni les formes suivantes:

- Viviparus neumayri popescui* COBĂLCESCU
 » *bifarcinatus bifarcinatus* BIELZ
Melanopsis (*Melanopsis*) *esperoides* ȘTEFĂNESCU
 » (*Melanopsis*) *pterochilla* BRUSINA
 » (*Lyrcaea*) *onusta* ȘTEFĂNESCU
Lithoglyphus acutus decipiens BRUSINA
Hydrobia grandis COBĂLCESCU
 » *syrmica* NEUMAYR

Plus rarement nous avons eu l'occasion d'y récolter *Tacheocampylaea* (*Mesodontopsis*) *döderleini* BRUSINA.

La faune que nous avons récoltée dans la vallée de la Putna est absolument identique à celle de la vallée du Milcov. Le premier qui a parlé de cette faune, c'est G. BOTEZ (1915, p. 41). Plus tard (1927), S. MATEESCU a confirmé l'existence des dépôts daciens dans la vallée du Milcov et dans celle de la Putna.

* * *

Au N de notre région, le Dacien est développé à Găuri, Câmpuri et Cașin.

La faune dacienne de Câmpuri et de Cașin est bien plus pauvre que la précédente; elle ne renferme que quelques-unes des formes que nous venons de citer dans les régions méridionales. Bien que nous ayons examiné avec toute l'attention désirable la suite des dépôts affleurant dans la Sușița et Haloșul Ciobotarului, ils ne nous ont fourni que la brève liste qui suit:

- Planorbis* *sulekianus* BRUSINA
Planorbis *corneus* LINNÉ
Gyraulus (*Gyraulus*) *rumanus* WENZ
 » (*Gyraulus*) cf. *quadrangulus* NEUMAYR

Lithoglyphus acutus COBĂLCESCU*Tacheocampylaea (Mesodontopsis) döderleini* BRUSINA

L'avant-dernière de ces formes n'a été trouvée que dans la vallée de la Șușița.

Cette faune ne renferme aucune forme caractéristique et si nous n'avions pas devant nous le facies pétrographique et les couches de charbon, qui peuvent être parfaitement suivies depuis la vallée de la Putna jusqu'à Cașin, il serait très malaisé d'arriver à un parallélisme valable des dépôts daciens au N de notre région. Les couches de charbon sont d'un précieux secours dans cette question et nous les avons utilisées de sorte que le problème du parallélisme de notre Dacien est hors de doute. Nous avons donc suivi ces dépôts dans Pârâul Găurile et ses tributaires et d'ici vers le N dans toutes les vallées où il y a de bons affleurements, jusqu'à Șușița. Les charbons deviennent souvent terreux, ou même de vraies marnes faiblement charbonneuses, mais la région offre assez d'affleurements pour permettre de suivre de près ces dépôts. Dans Șușița on ne trouve que peu de couches de charbon, mais leurs correspondants de la Putna, existent sous forme de marnes charbonneuses. A Cașin, dans Haloșul Ciobotarului, la situation est identique.

*

Un fait particulièrement intéressant, c'est l'existence d'une discordance que nous avons eu l'occasion de constater dans les dépôts daciens de Șușița et de Haloșul Ciobotarului.

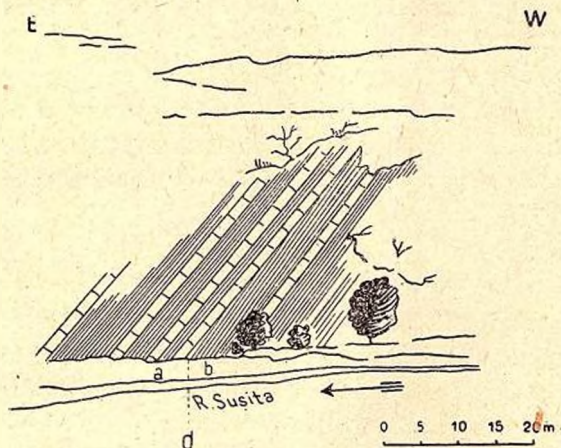


Fig. 15. — Discordance (d) dans les dépôts du Dacien de Șușița.

Avant d'arriver dans le village de Ciurucul, nous avons observé à droite de la Șușița un banc de conglomérats à petits éléments (Fig. 15, a) qui nous ont donné des échantillons de *Tacheocampylaea*. En même temps nous avons constaté, dans la vallée du Haloșul Ciobotarului, une discordance d'environ 20° dans les dépôts que nous attribuons au Dacien inférieur (Fig. 16 d). Revenant dans la Șușița et examinant de plus près sa coupe, nous

sommes alors aperçus que notre banc de conglomérats, que nous avions cru en série normale avec son soubassement, (Fig. 15, b) accuse une petite discordance (Fig. 15, d) de l'ordre de 4 ou 5°.



Après avoir présenté, dans ce qui suit, le mode dont se comportent les dépôts daciens en Munténie, nous reviendrons sur ce phénomène, qui a un caractère général et qui est susceptible de remettre en discussion la division même du Dacien, telle qu'elle a été conçue dans cette étude.

Dans les régions méridionales, au delà de la nôtre, nous nous arrêterons — tout comme pour le Méotien et le Pontien — encore aux dépôts de Călugăreni, Berca et Arbănași, où sont concentrés les meilleurs affleurements daciens.

Aux environs de Călugăreni, la limite Dacien-Pontien est nette, aussi bien du point de vue faunistique que du point de vue pétrographique.

Comme faune, cette limite est marquée par la disparition des Phyllicardidés; comme faciès, par la nature sableuse du Dacien, en contraste avec le Pontien, qui est plutôt marneux.

Sur le terrain nous avons envisagé cette limite à mi-côte du ravin qui descend de la colline dite « Pe Coastă », en contrebas de laquelle coule le ruisseau de la Locea. Elle se trouve à la base d'un complexe sableux, d'environ 40 m de puissance, montrant quelques faibles intercalations marneuses, et correspondant à la couche Drader des régions pétrolifères.

On trouve de beaux affleurements daciens dans Valea Budureasca, où l'étage atteint une épaisseur de 320 m. Il est en grande majorité constitué ici par des sables d'un gris blanchâtre jusqu'au jaunâtre, passant au brun, avec des intercalations de marnes d'un olive grisâtre. De nombreuses intercalations d'environ 1 m d'importance de charbon (lignite) se trouvent à la partie supérieure; ces charbons, en partie terreux, présentent de nombreuses rosettes de gypse et, embrasées, dégagent une forte odeur de soufre. Il n'y a que deux ou trois assises constituées par des lignites de qualité un peu meilleure, qui éventuellement pourraient être exploitées. Une seule assise de charbon se trouve dans le Dacien inférieur; cette assise atteint 1,35 m d'importance et elle est visible au-dessous du sommet appelé « Malul Călugărilor ».

A quelques mètres au-dessus de cette assise de charbon, on observe une discordance: les dépôts du Dacien supérieur à faune d'eau douce reposent,

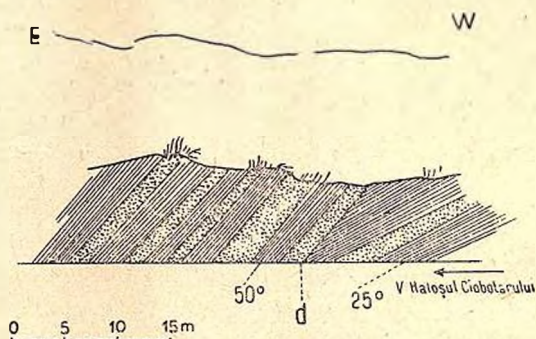


Fig. 16. — Discordance (d) dans les dépôts du Dacien de Cașin dans la Valea Haloșul Ciobotarului.

avec un angle de discordance de 8° , sur l'assise de charbon. Cette discordance se remarque aussi en aval, au-dessus du banc d'argiles brûlées (fig. 17).

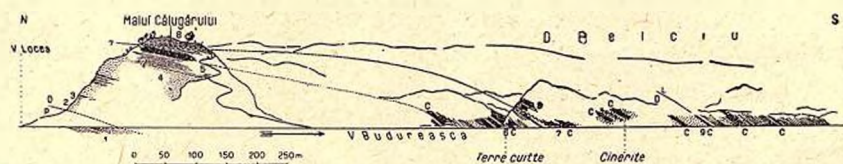


Fig. 17. — Discordance dans les dépôts du Dacien de Valea Budureasca (Călugăreni).

P, Pontien; D, Dacien; L, Levantin; C, couches de charbons.

Nous devons rappeler l'intercalation dans la partie supérieure du Dacien, entre deux couches de charbons terreux, d'une assise de cinérites blanches, épaisses de 15 à 20 cm (fig. 18). C'est justement la cinérite dont nous parlions plus haut et qui figure depuis longtemps dans la bibliographie; elle a été décrite comme tuf dacitique par KREJCI-GRAF et WETZEL (1936) et, plus tard, par KELTERBORN et STRECKEISEN, à la suite d'une étude pétrographique détaillée, comme tuf andésitique. Nous rappelons aussi l'existence à un niveau inférieur par rapport à la cinérite, d'une couche d'argiles brûlées d'un rouge brun, provenant de l'embrasement d'une couche de charbon.



Fig. 18. — La cinérite andésitique de Valea Budureasca.

1, couches de charbons; 2, sable grossier; 3, cinérite; 4, sable; 5, marne.

Ces argiles nous ont fourni plusieurs formes, telles que *Unio rumanus* TOURNOUER et *Prosodacna (Stylodacna) rumana* FONTANNES et d'autres. Au-dessous de ce banc d'argiles brûlées, se trouve une assise, de 70 à 80 cm d'épaisseur, d'un matériel peu définissable de couleur violet rouge passant au brun ou au rose.

Voici à présent la répartition de la faune dacienne: Immédiatement au-dessus des couches marneuses à Phyllicardiidés se trouvent des sables dans lesquels nous avons récolté:

- Prosodacna (Prosodacna) munieri* ȘTEFĂNESCU
- » (*Prosodacna*) *haueri haueri* COBĂLCESCU
- » (*Stylodacna*) *sturi* COBĂLCESCU
- » (*Stylodacna*) *orientalis* ȘTEFĂNESCU

Au-dessus des sables, une couche de marnes sableuses nous a fourni:

Viviparus rumanus TOURNOUER
Viviparus argesiensis ȘTEFĂNESCU
Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus ȘTEFĂNESCU
Limnocardium subsquamulosum ANDRUSSOW
Prosodacna (Stylodacna) sturi COBĂLCESCU
Dreissena polymorpha PALLAS

Le Dacien de Călugăreni

		Levantin
Dacien	Dacien supérieur ± 160 m	Assise à <i>Prosodacna sturi</i> Faune d'eau douce <i>Unionidés</i> et <i>Vivipares</i>
		Discordance
	Dacien inférieur ± 180 m	Faune d'eau saumâtre à <i>Prosodacna</i> Int. d'eau douce <i>Unionidés</i> et <i>Viviparus bifarcinatus</i> . Int. d'eau douce <i>Viviparus rumanus</i>
		Pontien

En contre-bas de Malul Călugărului, nous avons trouvé de nombreuses formes, parmi lesquelles *Dreissena polymorpha* ȘTEFĂNESCU et *Dreissena ri-mestiensis* FONTANNES; la dernière étant plus rare.

Le long du sentier qui grimpe sur Malul Călugărului, un autre niveau affleure, qui est aussi fossilifère:

Hydrobia grandis COBĂLCESCU
Bulimus (Daciella) carinatus valdecarinatus WENZ
 » *(Tylopoma) speciosus* COBĂLCESCU
 » *(Tylopoma) melanopsis* BRUSINA
Psilunia craiovensis slanicensis TEISSEYRE
Unio sturdzae COBĂLCESCU
 » *rumanus* TOURNOUER



Dans la suite, les *Prosodacna* apparaissent à nouveau au-dessous des argiles brûlées, dans ces argiles mêmes et aussi dans quelques mètres au-dessus d'elles. On remarque parmi ces *Prosodacna*:

- Prosodacna (Stylodacna) sturi* COBĂLCESCU
 » *Stylodacna) rumana* FONTANNES
Limnocardium subsquamulosum ANDRUSSOW

Une discordance se remarque au-dessus des derniers bancs à *Prosodacna*, et qui s'observe aussi dans Malul Călugărului (7, Fig. 17). Les dépôts discordants contiennent une faune d'eau douce, ce qui nous a déterminé à tracer à ce point la limite d'entre les dépôts inférieurs et supérieurs du Dacien.

Le Dacien supérieur (point 8, Fig. 17) ne renferme plus de Cardiidés, mais des formes uniquement d'eau douce, comme:

- Theodoxus (Calvertia) slavonicus* BRUSINA
 » *(Calvertia) licherdopoli scriptus* ȘTEFĂNESCU
Emmericia candida BRUSINA
Bulimus (Daciella) carinatus valdecarinatus WENZ
Gyraulus rumanus WENZ
Melanopsis (Lyrcaea) onusta ȘTEFĂNESCU
 » *(Melanopsis) sandbergeri rumana* TOURNEUR
 » *(Melanopsis) pterochila pterochila* BRUSINA
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus BIELZ
 » *argesiensis* ȘTEFĂNESCU
Hyriopsis krejci WENZ
Unio sturdzae COBĂLCESCU
 » *rumanus* TOURNEUR
Psilunio craiovensis TOURNEUR

Dans la partie terminale, au-dessous du troisième banc de charbon, compté de haut en bas (9, Fig. 17), nous avons trouvé à nouveau des *Prosodacna*, à savoir *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COBĂLCESCU.

Au-dessus, on ne trouve plus de *Prosodacna*, ce qui nous a conduit à fixer ici la limite d'entre Dacien et le Levantin.

A Arbănași—Beceni, le Dacien affleure dans Valea Slănicului et Valea Dracului; il a été étudié par GR. COBĂLCESCU (1883) qui a décrit dans ces endroits plusieurs fossiles.

La partie inférieure est constituée par des marnes à rares et minces intercalations de sables cimentés, en partie limonitisés; la partie supérieure consiste en sables gris jaunâtre, cimentés par endroits et en plusieurs bancs de charbon terreux montrant de nombreuses rosettes de gypse.



La partie inférieure nous a offert les formes suivantes:

- Viviparus argesiensis* ȘTEFĂNESCU
 » *rumanus* TOURNOUER
Prosodacna (*Prosodacna*) *serena* ȘTEFĂNESCU
 » (*Prosodacna*) *cobalcescui* FONTANNES
 » (*Prosodacna*) *munieri haueri* COBĂLCESCU
 » (*Prosodacna*) *haueri porumbarui* COBĂLCESCU
 » (*Prosodacna*) *neumayri neumayri* FUCHS
 » (*Stylodacna*) *stenopleura* ȘTEFĂNESCU
 » (*Stylodacna*) *rumana* FONTANNES
 » (*Stylodacna*) *heberti* COBĂLCESCU
Didacna subcarinata subcarinata DESHAYES
 » » *luxuriosa* WENZ
 » » *placida* ȘTEFĂNESCU
Phyllicardium planum planum DESHAYES

(ce dernier, cantonné seulement dans le banc de cette partie inférieure).

Un peu plus haut, nous avons récolté dans des marnes sableuses gris bleu, les formes qui suivent:

- Theodoxus* (*Calvertia*) *licherdopoli scriptus* ȘTEFĂNESCU
Viviparus argesiensis ȘTEFĂNESCU
Lithoglyphus acutus decipiens BRUSINA
Bulimus (*Tylopoma*) *speciosus* COBĂLCESCU
 » (*Daciella*) *carinatus carinatus* WENZ
Melanopsis (*Melanopsis*) *decollata* STOLICZKA
Unio rumanus TOURNOUER
Dreissenomya aperta DESHAYES
Dreissena polymorpha PALLAS
 » *rostriformis* DESHAYES
Prosodacna (*Stylodacna*) *orientalis* ȘTEFĂNESCU

Une riche faune de Prosodacnes se trouve dans les dépôts affleurant près du pont de Beceni—Gura Dimienii; nous en citons:

- Prosodacna* (*Prosodacna*) *serena* ȘTEFĂNESCU
 » (*Prosodacna*) *cobalcescui* FONTANNES
 » (*Prosodacna*) *haueri haueri* COBĂLCESCU
 » (*Prosodacna*) *neumayri neumayri* FUCHS
 » (*Stylodacna*) *rumana* FONTANNES



Le Dacien des environs d'Arbănași

		Levantin	
Dacien	Dacien supérieur ± 250 m	Dernière assise à <i>Prosodacna</i>	
		Faune d'eau douce	
		Int. à faune saumâtre <i>Prosodacna euphrosinae</i>	
		Faune d'eau douce	
	Dacien inférieur ± 300 m	Faune d'eau saumâtre à <i>Prosodacna</i>	Int. d'eau douce <i>Unio</i> + <i>Vivip. bif.</i>
			Int. d'eau douce <i>Viviparus rumanus</i> Pros. + <i>Phylicardium</i>
		Pontien	

Au-dessus de ce dépôt, suit une faune d'eau douce, ce qui nous a incité, à considérer ici la limite d'entre le Dacien supérieur et inférieur. Cette faune d'eau douce comprend un bon nombre d'espèces:

- Theodoxus* (*Calvertia*) *slavonicus* BRUSINA
 » (*Calvertia*) *licherdopoli scriptus* ȘTEFĂNESCU
Viviparus *neumayri popescui* COBĂLCESCU
 » *argesiensis* ȘTEFĂNESCU
 » *bifarcinatus bifarcinatus* BIELZ
 » *craiovensis* TOURNOUER
Valvata (*Valvata*) *sulekiana* BRUSINA
Hydrobia *syrmica* NEUMAYR
 » *grandis* COBĂLCESCU
Lithoglyphus *acutus acutus* COBĂLCESCU
 » *acutus decipiens* BRUSINA
Emmericia *rumana* TOURNOUER
Pyrgula *eugeniae* NEUMAYR
Melanopsis (*Melanopsis*) *decollata* STOLICZKA
 » (*Melanopsis*) *bergeroni* ȘTEFĂNESCU
 » (*Melanopsis*) *esperoides* ȘTEFĂNESCU
 » (*Lyrcaea*) *onusta* ȘTEFĂNESCU
Gyraulus (*Gyraulus*) *rumanus* WENZ
Psilunio (*Psilunio*) *craiovensis craiovensis* TOURNOUER



Psilunio (Psilunio) craiovensis slanicensis TEISSEYRE

Hyriopsis krejci WENZ

Unio sturdzae COBĂLCESCU

» *prominulus* ȘTEFĂNESCU

Pisidium amnicum O. F. MÜLLER

» *iasiense* COBĂLCESCU

Contrairement à ce qui se passe à Călugăreni, la partie supérieure du Dacien présente ici une intercalation plus importante de sédiments à *Prosodacna*. Cette intercalation avait été remarquée déjà par COBĂLCESCU, qui a même décrit quelques-unes de ces formes. Nous citons les suivantes:

Prosodacna (Prosodacna) neumayri euphrosinae COBĂLCESCU

» *(Stylodacna) rumana* FONTANNES

» *(Stylodacna) heberti* COBĂLCESCU

» *(Stylodacna) zamphiri* COBĂLCESCU

Ces dépôts sont surmontés à nouveau par une faune d'eau douce où nous rencontrons:

Viviparus bifarcinatus bifarcinatus BIELZ

Bulimus (Daciella) carinatus valdecarinatus WENZ

Hyriopsis krejci WENZ

» *problematica* WENZ

Anodonta subundata WENZ

Hydrobia syrmica NEUMAYR

» *grandis* COBĂLCESCU

Lithoglyphus acutus decipiens BRUSINA

» *acutus acutus* COBĂLCESCU

Pisidium amnicum O. F. MÜLLER

» *iasiense* COBĂLCESCU

Enfin, au-dessous de la troisième couche de charbon (comptée de haut en bas), nous trouvons — comme à Călugăreni — *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COBĂLCESCU, dans un banc de sables consolidés, au-dessus duquel nous envisageons la limite Dacien-Levant.

Les fossiles récoltés dans la vallée du Slănic, à Berca—Joseni, nous les avons consignés dans le tableau stratigraphique, sans nous arrêter à faire une description plus minutieuse des couches.

*

Il résulte de ce que nous venons de relater plus haut, que le Dacien de la Muntenie de l'Est présente deux horizons distincts; l'un inférieur, à *Prosodacna*, et un autre supérieur à fossiles d'eau douce. Dans ce dernier, il y a seulement une intercalation avec des *Prosodacna* dans la partie supérieure.



A Călugăreni elle est plus mince et uniquement avec des *Prosodacna* (*Stylodacna*) *sturi* COB, tandis qu'à Arbănași, elle est plus importante et avec des formes nombreuses.

L'horizon inférieur à *Prosodacna* a été appelé par TEISSEYRE, en 1908, «couches inférieures à Psilodonta» et le supérieur—la même année—«couches supérieures à Psilodonta». K. KREJCI-GRAF et W. WENZ, en 1942, ont dénommé l'horizon supérieur «Bifarcinatenschichten». Nous trouvons assez impropres les deux appellations proposées pour l'horizon supérieur. En effet, *Vivipara bifarcinata* est connu depuis le Dacien inférieur jusqu'au Levantin; quant aux *Psilodonta*, ils apparaissent quelque peu en nombre seulement à Beceni—Arbănași, qui représente en Munténie le seul endroit où l'on puisse trouver —à la partie supérieur du Dacien —*Prosodacna neumayri-euphrosinae*; à Călugăreni, on ne trouve pourtant qu'une seule forme.

Nous proposons donc les dénominations, plus simples et plus commodes, de Dacien inférieur et de Dacien supérieur. Ces termes ne donnent pas lieu à des confusions et tiennent compte, avant tout, du changement dans la faune et dans l'aspect pétrographique.

* * *

En conclusion de cet exposé de nos connaissances sur le Dacien de notre région et de son voisinage, nous retenons qu'à mesure qu'on avance, au N d'Arbănași, le long de la courbure carpatique, la faune devient de plus en plus pauvre. De la faune riche qu'on peut récolter à Călugăreni, Berca et Arbănași, on ne trouve plus au N que peu de formes (voir le tableau comparatif de la faune pliocène).

Il faut rappeler aussi les discordances, déjà notées plus haut, à Călugăreni, Câmpuri, Cașin. Les premières discordances et surfaces d'érosion furent notées, dans le Dacien de Munténie, par KREJCI-GRAF, à Mocești. Dans un travail non encore publié, que M. BOLGIU a bien voulu nous communiquer, il dit —à propos du Dacien de la Bessarabie (U.R.S.S.): «Vu que la séparation des dépôts du Dacien supérieur de ceux appartenant au Levantin inférieur n'est guère possible et que la transgression débute en Moldavie par le Dacien supérieur et se continue dans le Levantin inférieur (Bessarabie U.R.S.S.), nous avons considéré que ces dépôts peuvent être réunis dans l'étage Roumanien et relevés ensemble. Un témoin du caractère transgressif sur le Kersonien supérieur de ces dépôts se présente au S de Murgeni, sur la route qui mène vers Hărniceni, où nous nous trouvons en présence d'une discordance angulaire importante».

Depuis Berca jusqu'à la Vallée de la Putna on n'observe toutefois plus de discordances dans les dépôts daciens; étant donné qu'ici la mer a été plus profonde et la sédimentation ininterrompue. D'ailleurs, l'apparition — dans la zone de Beceni — d'un niveau à *Prosodacna neumayri euphrosinae*, qui fait



défaut ailleurs, et qui n'a pas d'équivalent dans les dépôts daciens du reste de la Munténie et de Moldavie, est un argument de plus pour affirmer que, dans la zone Beceni—Arbănași, le Dacien est complètement développé, tandis que, dans le reste, une lacune de sédimentation existe correspondant à ce niveau.

Nous avons délimité notre Dacien dans le sens des vues de TEISSEYRE (1908), de KREJCI-GRAF (1929) et de WENZ (1942). Si cependant nous tenions compte des discordances de sédimentation, la question changerait beaucoup d'aspect. Nous constatons, en effet, que les dépôts de l'horizon marneux supérieur du Pontien qui sont discordants par rapport à ceux — sableux — de l'horizon moyen, se trouvent par contre en parfaite continuité de sédimentation avec les dépôts que nous considérons comme daciens inférieurs; ce complexe pontien supérieur-dacien inférieur, peut être parfaitement séparé là, où les discordances sont visibles; c'est ce que justement KREJCI-GRAF (1932) et O. BOLGIU (1944 e) ont fait, en faisant l'équivalence avec le « Cimmérien » (Kimmer). Les sédiments considérés par nous comme daciens supérieurs peuvent, d'autre part, être très bien considérés comme formant un seul étage avec le Levantin sous l'appellation internationale de « Roumanien » (K. KREJCI-GRAF (1932), O. BOLGIU (1944 e)).

Nous n'avons pas utilisé cette nomenclature et nous n'avons pas divisé le Dacien, comme nous l'avons montré et bien que cela fut plus logique, parce que nous eussions été conduit à modifier les cartes antérieures et à ne pas tenir compte des divisions locales de TEISSEYRE (1908) et de K. KREJCI-GRAF (1929). De ce fait, notre classification est — nous le reconnaissons — arbitraire jusqu'à un certain point, car méconnaissant les discordances de sédimentation elle tient uniquement compte de considérations paléontologiques.

LEVANTIN

La limite entre le Dacien et le Levantin est relativement facile à tracer, étant donné que le premier est sableux, tandis que la partie inférieure du Levantin est marneuse. C'est ainsi que nous l'avons constaté — dans la vallée du Milcov, près du Pârâul Leurgioara, dans celle de la Putna, un peu plus en amont du confluent du Pârâul Tichirișu — au dernier grand banc de sables déjà mentionné plus haut.

Les dépôts levantins de notre région présentent deux horizons bien distincts, à savoir:

a) *Un horizon inférieur de marnes gris bleuâtre à taches jaunâtres et intercalations de sables, de marnes argileuses noires, de marnes charbonneuses à assises importantes de charbon à la partie inférieure. Les marnes sont disposées en gros paquets, souvent de 10 à 15 m, séparés l'un de l'autre par*



des couches relativement minces de sable. Dans ces paquets, s'intercalent des marnes argileuses noires, importantes de 25 à 40 cm qui donnent à ces dépôts une note caractéristique. Les marnes offrent de rares concrétions calcaires de 1 à 5 cm. Cet horizon présente de beaux affleurements dans la vallée du Milcov, dans la berge gauche supportant le pont de Livadea et le pont du Monastère de Mera; il affleure aussi très bien dans la vallée de la Putna, en aval de Vidra, le long de la rivière.

b) *L'horizon supérieur* de l'étage consiste, à la base, en marnes sableuses à intercalations de bancs de graviers; ceux-ci deviennent plus fréquents vers le haut, jusqu'à former des bancs de gravier massifs, semblables à ceux de Căndești (Département de Buzău); leurs éléments sont formés de calcaires mésozoïques et autres roches. Ils sont par endroits faiblement cimentés en conglomérats. L'horizon supérieur affleure bien dans la vallée du Milcov, un peu en aval de Mera, il y a une rive abrupte très ravinée, haute de 180 à 200 m, où l'on peut observer la structure de la base de Măgura Odobeștilor, formée par une alternance de sables et de bancs de graviers, avec des filets d'argile gris noirâtre. La même succession se remarque aussi dans Măgura Odobeștilor; ici, le matériel oligocène (grès de Kliwa) est très abondant, ce que GR. COBĂLCESCU avait déjà observé dès 1885. D'après nos observations, les graviers levantins ne présentent nulle part un caractère transgressif.

La puissance de l'horizon inférieur, dans la vallée de la Putna comme dans celle du Milcov, peut atteindre 2300 m environ; celle de l'horizon supérieur oscille autour de mille mètres.

La faune levantine est relativement riche, mais seulement dans l'horizon inférieur; le supérieur, ne montre que peu de formes, qui sont cantonnées dans les marnes intercalées parmi les graviers de la partie inférieure; les graviers sont exempts de fossiles, sauf des débris de coquilles remaniées.

Voici une liste des formes récoltées dans les marnes de l'horizon inférieur:

Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus ȘTEFĂNESCU (cantoné à la partie inférieure exclusivement)

Valvata Cincinna) cobalcescui BRUSINA

Valvata sp.

Hydrobia grandis COBĂLCESCU

Lithoglyphus acutus acutus COBĂLCESCU

» *acutus decipiens* BRUSINA

Melanopsis (Melanopsis) pterochila BRUSINA

» *(Melanopsis) esperioides* ȘTEFĂNESCU

Planorbarius sulekianus BRUSINA

Planorbis corneus LINNÉ

Anisius (Spiralina) vortex LINNÉ

Helicopsis (Helicopsis) cereoflava praecursor WENZ



Imprim. Atel. Instit. Geologic al Academiei R.P.R.

T A B L E A U
comparatif de la nomenclature récente du Pliocène

P l i o c è n e										Quaternaire
Méotien	Pontien	Dacien Couches inf. à Psilodon Couches sup. à Psilodon		Levantin inférieur		Lev. sup. (Couches de Căndești)		TEISSEYRE 1908 Sud de la Roumanie	DAVID 1922 Moldavie	
Moldav (partie supér. du complexe supér.)										
Meot	Pont	Kimmer	R u m a n			Slavon		K. KREJCI-GRAF 1932 Internationale	Locale, Sud de la Roumanie	
	Unter-Pont Süsses M. P. Rhomboid. Sch. Abichi Sch.	Ober Pont	Unter Daz.	Ober. Daz. Bifarrzina- tenschichten	Unter-Levantin		Ober Levantin			
Moldav. S. Moldav I. Dosinjen Schicht.								I. ATANA- SIU 1940		
Moldav.	Pontien	Cimmérien	R u m a n			Couches de Căndești		O. BOL- GIU 1944 S-E de la Roumanie		
Méotien	Pontien Horiz. sup. marneux Horiz. moyen sableux Horiz. inf. marneux	Dacien infér. Dacien supér.	Levantin inférieur			Levantin supérieur		R. CIOCÂRDEL 1944 Sud de la Roumanie	Courbure des Carpates	
Méotien	Horiz. sup. Horiz. inf. à Dosinia		Levantin inférieur			Levantin supérieur				



Campylaea (Faustina) cf. faustina ROSS.
Eobania vermiculata vermiculata O. F. MÜLLER
Helix (Helix) sublutescens WENZ
» *(Helix) lutescens* ROSS.
» *(Helix) lucorum supralevantina* WENZ
Dreissena polymorpha PALLAS

Les quelques formes qui suivent nous ont été fournies par les marnes intercalées parmi les graviers de la partie inférieure de l'horizon supérieur:

Eobania vermiculata vermiculata O. F. MÜLLER
Helicopsis (Helicopsis) cereoflava praecursor WENZ
Helix (Helix) lucorum supralevantina WENZ
Planorbis planorbis LINNÉ

on observe la même situation dans la vallée de la Putna.

* * *

Un grand changement se produit dans la faune au N de notre région. Dans le Levantin de la vallée de Șușița, on ne remarque plus de formes appartenant aux genres *Theodoxus*, *Valvata*, *Hydrobia*, *Lithoglyphus*, *Dreissena*, *Melanopsis*; elles y sont remplacées par des Helicidés et des Planorbidés (voir la distribution de la faune dans le tableau stratigraphique).

A Cașin — Pralea, les dépôts levantins sont moins développés qu'au S. Ils peuvent être bien suivis dans les vallées supérieures du Haloșul Ciobotarului et de la Pralea, avec leurs affluents. S. ATHANASIU et D. M. PREDA (1929) distinguent également dans le Levantin de Pralea — Căiuți deux horizons: « un horizon d'argile bitumineuse qui serait probablement l'équivalent de l'horizon d'argile noire à charbon et des couches d'*Helix* de la base du Levantin de Munténie, et un horizon supérieur d'au moins 400 m d'épaisseur constitué par des graviers et des conglomérats qui alternent avec des sables de stratification torrentielle et avec des intercalations massives d'argile vers la partie inférieure ».

Plus loin, les deux auteurs affirment: « dans le tiers inférieur de cette succession de graviers et de sables, on rencontre la couche exploitée par la Soc. Subsolul, où on a trouvé des résidus de *Elephas meridionalis* NESTI. La couche de lignite a la forme caractéristique lenticulaire, avec une épaisseur de plus de 3 mètres au milieu. Il semble qu'elle provient d'une tourbière ». En dehors de cette forme, S. ATHANASIU et D. PREDA citent encore, dans le même travail, *Rhinoceros* cfr. *etruscus* FALCONER; la même année (1929), O. PROTESCU mentionne comme provenant encore de Pralea, une mâchoire de *Rhinoceros* sp. et une molaire de chevreuil.

* * *



Au S de notre région, nous allons étudier d'abord le Levantin de la Valea Budureasca, à Călugăreni, puis celui de Beceni—Arbănași et Berca.

A Călugăreni, dans la Valea Budureasca, les affleurements sont très favorables. La limite Levantin-Dacien comme celle Dacien-Pontien, relativement, est facile à tracer du point de vue faunistique grâce à la disparition des *Prosodacna*. Un changement a lieu aussi, du point de vue pétrographique, car dans le Dacien, ce sont les sables qui prédominent, tandis que le Levantin inférieur est fait de marnes argileuses bleuâtres à taches olive jaunâtre. Dans les marnes, se remarquent des intercalations de 20 à 30 cm d'argiles noires, qui amènent une note caractéristique. On rencontre souvent dans les marnes du Levantin inférieur, des concrétions calcaires de 2 à 3 cm, plus rarement de 5 à 6 cm. On y observe aussi des intercalations de sables marneux, et quelques assises, de 0,10 à 1,30 m d'épaisseur, de charbons développés surtout à la base. Dans les régions pétrolifères, Moreni, Gura Ocnitei, p. ex., on prend habituellement comme limite inférieure du Levantin, la première assise de charbon au-dessous des marnes bleuâtres et dont la puissance est d'environ 1 m. Dans notre région, nous constatons cependant que la disparition des *Prosodacna* a lieu à un niveau inférieur par rapport à celui de charbon, à savoir seulement au troisième banc (voir le profil de la Valea Budureasca, fig. 19). Entre ces bancs de charbon, ou en d'autres mots, entre la limite inférieure de l'étage et les marnes bleues, se trouve une série de sables marneux et de marnes fossilifères, qui nous ont fourni les formes suivantes:

- Theodoxus (Calvertia) slavonicus* BRUSINA
- » *(Calvertia) quadrifaciatu*s BIELZ
- » *(Calvertia) licherdopoli licherdopoli* ȘTEFĂNESCU
- Viviparus bifarcinatus* BIELZ
- » *desmanianus* BRUSINA
- » *mammatus* ȘTEFĂNESCU
- Valvata (Cincinna) cobalcescui* BRUSINA
- » *(Cincinna) piscinalis* O. F. MÜLLER
- » *(Cincinna) sibiensis sibiensis* NEUMAYER
- Lithoglyphus acutus acutus* COBĂLCESCU
- » *acutus decipiens* BRUSINA
- Emmercia candida* NEUMAYER
- Melanopsis (Melanopsis) esperioides* ȘTEFĂNESCU
- » *(Melanopsis) pterochila* BRUSINA
- » *(Lyrcaea) onusta* ȘTEFĂNESCU
- » *(Lyrcaea) slavonica* NEUMAYER
- » *(Canthidomus) soubeirani* PORUMBARU
- Tacheocampylaea (Mesodontopsis) döderleini* BRUSINA
- Hyriopsis krejci*i WENZ

Psilunio (*Psilunio*) *craiovensis craiovensis* TOURNOUER

» (*Psilunio*) *craiovensis psilodontum* TEISSEYRE

» (*Psilunio*) *berbestiensis* FONTANNES

Unio sturdzae COBĂLCESCU

Pisidium amnicum O. F. MÜLLER

Dreissena polymorpha PALLAS

Les marnes gris bleuâtre du Levantin inférieur ne renferment que de rares formes terrestres, comme *Cepaea vindobonensis* C. PFEIFFER et *Helix* (*Helix*) *sublutescens* WENZ.

Dans le Levantin supérieur, ce sont les sables qui prédominent, montrant de beaux exemples de stratification entrecroisée (Kreuzschichten); ces sables sont en partie cimentés. On remarque, en outre, des marnes sableuses et des intercalations de sables à gros grain, parfois même du gravier fin. La limite d'entre le Levantin inférieur et le Levantin supérieur a été pour la première fois envisagée par K. KREJCI-GRAF (1930) dans la coupe de Valea Seacă (parallèle à la Budureasca), à la partie inférieure d'un banc à Ostracodes; elle correspond approximativement à la limite entre la faune terrestre de la partie terminale du Levantin inférieur et la faune d'eau douce du Levantin supérieur. Nous avons adopté nous aussi cette limite, étant donné que le banc en question correspond à un important changement de régime. Nous avons aussi à noter la présence, dans ces dépôts, de deux assises très caractéristiques de sables rouges, situées approximativement au milieu de la coupe; trois autres assises rouges — mais plutôt marneuses que sableuses — se remarquent à la partie supérieure.

Nous avons eu la possibilité de récolter dans le Levantin supérieur, dont nous estimons à 800 m la puissance, les formes d'eau douce qui suivent:

Theodoxus (*Calvertia*) *quadrifasciatus* BIELZ

Hydrobia sp.

Melanopsis (*Canthidomus*) *soubeiriani* PORUMBARU

» (*Canthidomus*) cf. *lanceolata* NEUMAYR

» (*Lyrcaea*) *slavonica* NEUMAYR

» (*Canthidomus*) *esperoides* ȘTEFĂNESCU

» (*Canthidomus*) *hybostoma amaradica* FONTANNES

Valvata (*Cincinna*) cf. *sibiensis* NEUMAYR

» (*Cincinna*) *piscinalis* O. F. MÜLLER

Chondrula (*Chondrula*) *microtragus vetula* WENZ

» (*Chondrula*) *tridens* O. F. MÜLLER

Lithoglyphus acutus decipiens BRUSINA

Viviparus mammatus ȘTEFĂNESCU

Helix (*Helix*) *lucorum supralevantina* WENZ

Cepaea vindobonensis PFEIFFER



Helicopsis (Helicopsis) cereoflava praecursor WENZ

Eobania vermiculata vermiculata O. F. MÜLLER

Hyriopsis krejci WENZ

» *problematica* COBĂLCESCU

Psilunio krejci WENZ

» (*Psilunio*) *berbestiensis* FONTANNES

Pisidium clessini NEUMAYR

Dreissena polymorpha PALLAS

en plus des Ostracodes et des oogones de *Chara*; dans cette liste, *Helix lucorum supralevantina* WENZ et *Psilunio krejci* WENZ sont des formes nouvelles.

La puissance totale du Levantin (inférieur et supérieur) autant qu'il affleure dans la vallée de Budureasca, est d'environ 1300 m.

* * *

Le Levantin de la région Beceni—Arbănași affleure bien dans la Valea Dracului. Ici aussi, nous avons considéré, comme à Călugăreni, la limite inférieure, là où les *Prosodacna* disparaissent, à la troisième assise de charbon en partant du haut.

La partie tout à fait inférieure de l'étage est constituée par des sables, marnes sableuses et assises de charbon (environ 100 m). Suivent, au-dessus, des marnes gris bleuâtre à taches olive jaunâtre, des couches d'argiles noirâtres de 30 à 40 cm. Vers le fond de la Valea Dracului, à la partie supérieure du Levantin inférieur, nous avons retrouvé le niveau imprégné de pétrole, cité par GR. COBĂLCESCU (1883). Ces dépôts sont fossilifères. Une faune d'eau douce nous a été fournie par les sédiments qui surmontent les dépôts, renfermant les dernières *Prosodacna*:

Theodoxus (Calvertia) quadrifasciatus BIELZ

» (*Calvertia*) *licherdopoli scriptus* ȘTEFĂNESCU

Lithoglyphus acutus decipiens BRUSINA

» *acutus acutus* COBĂLCESCU

Bulimus (Bulimus) croaticus PILAR

Melanopsis (Canthidomus) aff. lanceolata NEUMAYR

» (*Melanopsis*) *pterochila* BRUSINA

Hydrobia syrmica NEUMAYR

Viviparus bifarcinatus bifarcinatus BIELZ

Planorbarius corneus LINNÉ

Campylaea (Faustina) cfr. faustina ROSS.

Hyriopsis problematica WENZ

Hyriopsis sp.

Psilunio (Psilunio) craiovensis slanicensis TEISSEYRE



Psilunio (Psilunio) craiovensis craiovensis TOURNOUER
Unio pristinus pristinus BIELZ
 » *sturdzae* COBĂLCESCU

Dans cette liste, l'espèce *Hyriopsis problematica* WENZ est limitée seulement dans la partie inférieure des dépôts; elle figure dans le tableau ci-joint, sous le nom de *Cristaria voitestii* BOLGIU.

Les marnes gris bleuâtre supérieures nous ont fourni uniquement des formes terrestres, comme:

Helix (Helix) sublutescens WENZ
 » *(Helix) lucorum supralevantina* WENZ
Cepaea vindobonensis C. PFEIFFER

Le Levantin inférieur offre dans cette région une puissance de 1200 m environ; tandis que le supérieur — qui est constitué par des sables gris jaunâtre et des graviers — atteint 1800 m. L'épaisseur totale de l'étage est donc ici de 3000 m.

Dans la partie supérieure du Levantin, les fossiles sont relativement rares; cela surtout dans la Valea Dracului, où les affleurements sont incomplets en amont. Nous avons donc récolté des fossiles dans les marnes inférieures et dans les marnes intercalées dans les graviers en différents affleurements jusqu'à Vârful Strajîstea, qui domine le village de Putreda; à cet endroit, affleurent les graviers massifs de Căndeşti, montrant un plongement de 8 à 10° vers le ESE. Voici ces formes:

Viviparus mammatus ŞTEFĂNESCU
Valvata (Cincinna) piscinalis O. F. MÜLLER
Melanopsis (Lyrcaea) slavonica NEUMAYR
 » *(Canthidomus) aff. lanceolata* NEUMAYR
Abida frumentum DRAPARNAUD
Helicopsis (Helicopsis) cereoflava praecursor WENZ
Helix (Helix) lutescens ROSS.
 » *(Helix) lucorum supralevantina* WENZ

* * *

Nous pouvons tirer, des connaissances acquises jusqu'à présent sur le Levantin de notre région, la conclusion que ces dépôts peuvent être divisés en deux horizons bien nets: un horizon inférieur, marneux qui garde en général le même aspect pétrographique le long de l'entière région de courbure des Carpates, et un horizon supérieur, formé par des graviers, des sables et des marnes sableuses.

QUATERNAIRE

Le quaternaire est représenté par des terrasses et des alluvions. Ces questions ont fait l'objet d'un bon nombre de travaux de la part de géo-



graphes autant que de géologues, parmi lesquels nous citons EMM. DE MARTONNE (1907), S. MATEESCU (1927), N. RĂDULESCU (1937), M. PAUCĂ (1942) et O. BOLGIU (1944). On ne trouvera pas dans ce travail des données sur la morphologie, chapitre très discuté. Nous rappellerons en revanche et brièvement les terrasses et leur constitution, sur lesquelles nous apportons d'ailleurs quelques nouvelles observations.

Nous avons eu la possibilité de distinguer, dans la zone néogène de Vrancea, quatre terrasses ou groupes de terrasses: haute, supérieure, moyenne et basse-terrasse.

a) *La haute terrasse* (t. h.) a été pour la première fois observée par O. BOLGIU (1944), au S de Vârful Răiut (P. t. 967), au niveau de ± 880 m, donc à 500 m environ au-dessus des thalwegs du Milcov et de la Putna. Nous aussi, nous avons eu l'occasion de noter, au N de Răiut, et au même niveau, une terrasse, d'étendue moindre. Nous sommes d'accord avec O. BOLGIU qui affirme que celle qu'il a levée est d'âge quaternaire inférieur, étant donné que les graviers de cette terrasse sont horizontaux, tandis que tout le Néogène a été violemment disloqué à la fin du Levantin. Plus encore, les graviers de Căndești qui affleurent dans Măgura Odobeștilor (cote 1001) montrent des inclinaisons qui dépassent 20°; il en résulte que la terrasse, qui s'y trouve, a été sédimentée postérieurement à la tectonique et aux graviers de Căndești.

C'est pour cela que nous adoptons le point de vue de O. BOLGIU (1944) et considérons l'entier relief de la Vrancea comme un résultat de l'érosion quaternaire exclusivement.

b) *Les terrasses supérieures* (t. s.) sont situées entre 160 et 240 m au-dessus des thalwegs du Milcov et de la Putna, leur base se trouvant approximativement à 150 m (fig. 19). EMM. DE MARTONNE (1907, p. 113, fig. 24) donne une coupe des terrasses de la Putna et de la Zabala, d'où il ressort que les graviers et le matériel alluvionnaire de la terrasse supérieure atteignent localement 80 m de puissance; tel est le cas de Dealul Dumei. Ce matériel consiste en roches paléogènes, miocènes, schistes verts, etc. N. RĂDULESCU (1937, p. 56) nous informe que dans Dealul Dumbrăveni, entre 560 et 580 m d'altitude, il a constaté que les graviers de la partie supérieure de la terrasse, sont pétris avec une sorte de limon sableux jaune roussâtre, limon qui forme des horizons épais d'environ 8 m au-dessus des graviers et dans Dealul Râpa Roșie (585 m).

D'après nos propres observations, la puissance des dépôts de la grande terrasse Râpa Roșie—Dealul Dumei—Dealul Dumbrăvei, est variable; ainsi à Râpa Roșie, les alluvions sont épaisses d'environ 20 m, dans Dealul Dumei d'environ 8 m, et dans Dealul Dumbrăvei de 30 à 40 m. Ces dépôts reposent

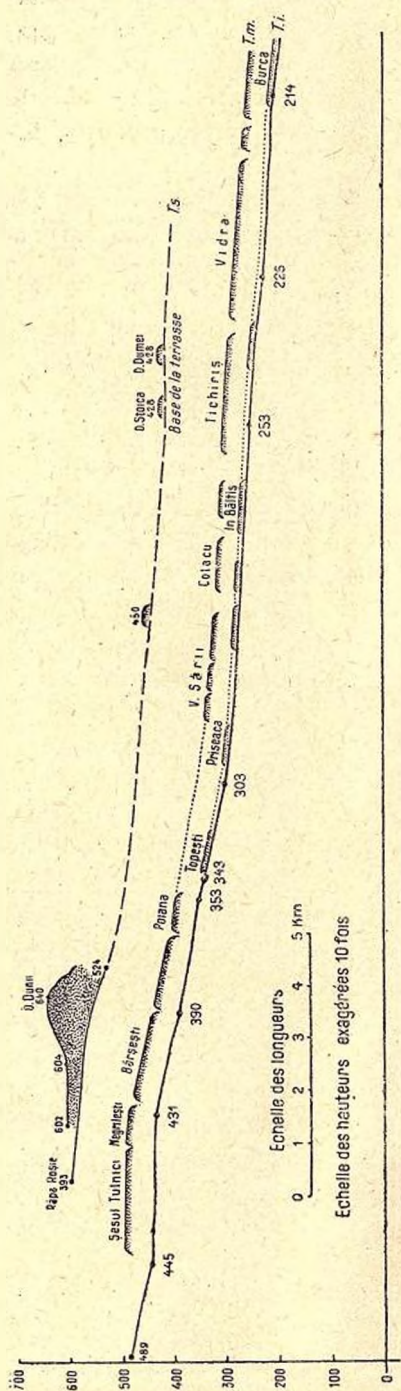


Fig. 19. — Profil du thalweg et des terrasses de la Putna

T₁, Terrasses inférieures; T_m, Terrasses moyennes; T₃, Terrasses supérieures.

sur le même niveau d'érosion, la base de cette terrasse étant une surface aplanie, faiblement inclinée de l'W à l'E (fig. 19). Nous en déduisons que les alluvions présentaient initialement la même puissance, les différences actuelles étant dues à l'érosion inégale. La terrasse d'érosion est donc la même, mais la morphologie de la terrasse supérieure a subi des changements.

Les terrasses supérieures de Vidra Voloșcani sont également constituées par des graviers, surmontés par du loess typique, épais jusqu'à 13 m; on remarque dans ce dernier, trois horizons de loess jaune blanchâtre interstratifiés avec deux horizons de loess brun roussâtre; le sol végétal actuel surmonte l'ensemble (voir le profil présenté par N. RĂDULESCU (1937, p. 58).

En ce qui concerne l'âge des hautes terrasses, si nous tenons compte du fait qu'elles se trouvent à peu près au même niveau que les terrasses du bassin du Trotuș, décrites par S. ATHANASIU et D. PREDA (1929, p. 66), nous pouvons les attribuer aussi au Quaternaire inférieur. Ceci concorde avec l'opinion de N. RĂDULESCU (1937, p. 62), qui suppose que leur alluvionnement a eu lieu dans le Günz-Mindel.

c) *Les moyennes terrasses* (T. m. fig. 19) présentent un énorme développement. Nous les trouvons le long de la Putna, à Tulnici, Bârsești, Poiana Podurile, Colacu, Vidra, Căliman et Voloșcani. Ces

terrasses sont situées, à Tulnici et Bârsești, à environ 50 m au-dessus du thalweg de la Putna. Elles se retrouvent en aval, vers Vidra et Voloșcani, à peu près au même niveau.

Les moyennes terrasses sont situées le long du Milcov à environ 60 m au-dessus du thalweg. Nous pouvons citer parmi elles, celles de Scruntar, Podul Mănăstirii Mera, etc.

Le long de la Zabala, la moyenne terrasse est à approximativement 80 m au-dessus du thalweg, étant développée à Nerejul-Mare, Poiana Nerejul Mare, Dealul Ocei, Podul Năruja — confluent du Pârâul Sărat, Spulber et Tojanul.

En ce qui concerne sa structure, nous constatons qu'à Bârsești, Valea Sărei et Colacul, la terrasse moyenne est en général constituée, à la base, par 2 à 3 m de graviers, sur lesquels repose une assise de limon loessoïde d'environ 2 m, de couleur jaunâtre gris, montrant une raie plus foncée au milieu. Nous avons observé cette succession dans toutes les terrasses du Milcov, de la Putna, et de la Zabala; mais, à mesure que l'on avance vers l'extérieur, les dépôts sont de plus en plus développés. Ainsi, N. RĂDULESCU nous décrit, de Voloșani, une coupe qui lui a montré la succession suivante:

0,40 m	sol actuel
0,20 „	gravier, sable torrentiel
2,10 „	loess jaunâtre
0,60 „	loess brun
1,50 „	loess pâle, poreux, blanchâtre
15,00 „	gravier

Pour ce qui a trait à l'époque où ces terrasses se sont formées, nous les attribuons au Pleistocène supérieur. Ceci, encore une fois, par analogie avec celles décrites par S. ATHANASIU et D. PREDA (1929); ces auteurs ont attribué au Pleistocène supérieur les terrasses moyennes du bassin du Trotuș, terrasses qui leur ont fourni des restes d'*Elephas primigenius* et qui se trouvent à peu près au même niveau. N. RĂDULESCU (1937, p. 68) soutient que ces terrasses ont été alluvionnées pendant le Mindel-Riss, ce qui reviendrait encore au Pleistocène supérieur.

d) *Les basses terrasses* (T. i.) sont relativement peu développées. Dans la vallée du Milcov, on les observe entre Pitulișa et Vârteșcoi, à Căpățanul, Poenița et Scruntar, à un niveau de 5 à 12 m au-dessus du thalweg. Dans la vallée de la Putna, nous les avons notées à Topești, Prisaca, Valea Sării, Tichirașul et, en aval de Vidra, à Burca. Enfin, dans la vallée de la Zabala, à Năruja et un peu au S de cette vallée.

Généralement, la terrasse inférieure est exclusivement formée de graviers, avec peu d'intercalations de sables et de limons jaunâtres. Vers Broșteni—Vârteșcoi et Odobesti, on trouve cependant, au-dessous de 0,20 m du sol



actuel, environ 1 m de loess jaunâtre, reposant sur des graviers. Ce fait a été cité également par N. RĂDULESCU (1937, p. 70). D'après cet auteur, la terrasse inférieure, même en l'absence du loess, ne peut être plus récente que le Würm.

TECTONIQUE

UNITÉS TECTONIQUES

Ainsi qu'on peut le remarquer facilement sur la carte, notre région est naturellement partagée en trois unités tectoniques, à savoir: l'« unité formant nappe », constituée par le Flysch sénonien-paléogène avec son Salifère, l'« unité miocène », comprise entre la ligne de chevauchement du Flysch et la ligne péricarpatique, et l'« unité sarmato-pliocène », à l'extérieur de la ligne péricarpatique.

I. L'UNITÉ FORMANT NAPPE

Cette unité est constituée par le Flysch sénonien-paléogène et le Salifère inférieur qui lui appartient; elle chevauche les dépôts miocènes le long d'une ligne qui passe un peu à l'E de Dealul Fântâna lui Bucur (P. T. 1110), vis-à-vis de Dealul Muncelu, et plus au S un peu, à l'W de Valea Neagră (fig. 20).

Cette unité se présente comme le flanc inverse de la portion charriée vers l'E du pli paléogène du bord du Flysch; ce pli a pincé sous sa masse les dépôts inférieurs du Salifère, les dérangeant et les écrasant au cours des mouvements (voir la coupe B-B sur la planche annexe).

Cette idée est appuyée — ainsi que nous l'avons déjà montré au chapitre « Stratigraphie » — par l'existence dans le bassin de Valea Neagră, à Măgura Spineștilor, d'un lambeau d'Oligocène. C'est un lambeau-témoin, épargné par l'érosion, se trouvant supporté en situation inverse, par les dépôts du Méditerranéen inférieur; ceux-ci sont en totale discordance par rapport à la structure de l'horizon gris à la surface duquel il a glissé (voir la coupe E-E sur la planche annexe). Dans ces conditions, les lambeaux d'Oligocène du Dealul Muncelul et Măgura Spineștilor nous apparaissent comme des restes du flanc inverse de la portion chevauchante du pli paléogène du bord du Flysch.

Vis-à-vis de cette unité, affleure à Coza—Tulnici, sous forme d'affleurements enracinés d'Oligocène, le flanc oriental du pli paléogène, poussé à son tour vers l'E, par-dessus des dépôts de l'horizon gris avec lequel il vient en contact. Ce flanc n'est plus visible et ne peut être suivi au N et au S de Coza, car il est dépassé, donc masqué par le flanc occidental du pli paléogène, avançant sur une certaine distance vers l'E. Les dépôts paléogènes



étant en partie découpés par l'érosion, ne laissant à leur place que des témoins, la ligne de chevauchement du Flysch reste représentée, d'une manière quelque peu curieuse à première vue, par les dépôts du Salifère inférieur. Nous disons de manière curieuse, car nous étions habitués à considérer le bord du Flysch au contact du Paléogène avec le Miocène. C'est de ce fait que nous avons représenté la séparation Oligocène-Salifère par un trait fort en pointillé, et nous avons laissé comme ligne principale du contact Flysch-Miocène — telle que nous l'avions comprise — celle que nous venons de rap-peler; cette limite est représentée sur la carte par un trait continu et renforcé.

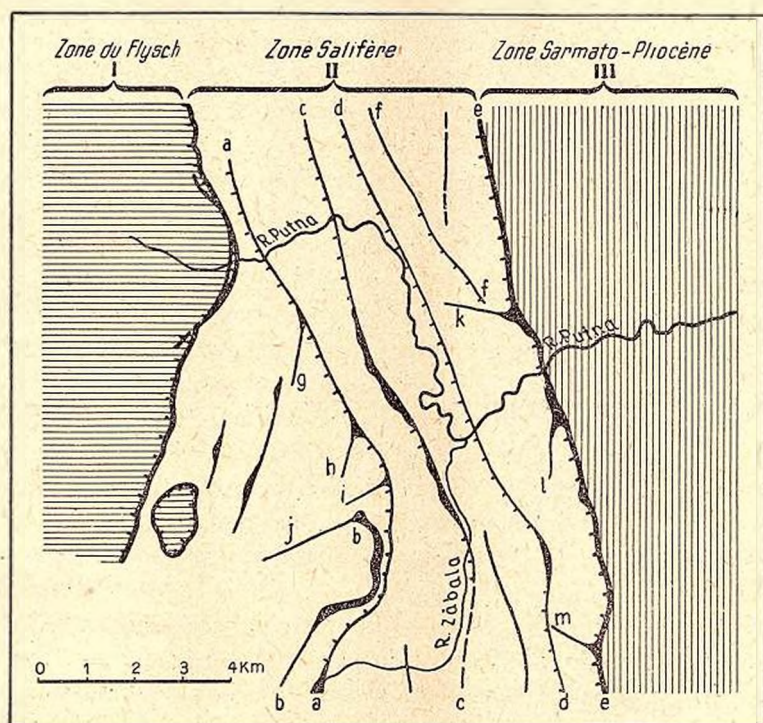


Fig. 20. — Esquisse tectonique de la région de Vrancea.

Les rapports entre les dépôts de l'Oligocène et du Salifère inférieur du pli chevauchant sont ceux de tous les dépôts en position inverse; il y a des exceptions sur de petites portions p. ex. dans la Valea Coza (voir des détails au chapitre de stratigraphie).

II. L'UNITÉ MIOCÈNE

L'unité miocène, qui est comprise entre la ligne de chevauchement du Flysch et la ligne péricarpatique, présente une structure en écaillés. A la

base de ces écaillés et le long de certaines lignes longitudinales affleurent des massifs de sel et des sources salées. Il y a de plus à considérer quelques plis et dislocations transversales.

A) LIGNES TECTONIQUES LONGITUDINALES

a) *Ligne anticlinale des massifs de sel de Tulnici, Spinești, Văsui, Pârâul Hodorogul et Paltinul* (aa, fig. 20). Cette ligne présente un fort caractère de chevauchement, car elle vient en contact vers l'E, dans la portion Spinești—Pârâul Hodorogul, avec l'horizon gris à gypses supérieurs.

b) *Ligne du massif de sel de Nistorești—Valea Humei—Valea Peticului* (bb, fig. 20). Ainsi qu'il a été spécifié antérieurement, ce massif représente l'un des plus puissants affleurements de sel de la région, qui montre en même temps un fort caractère de chevauchement. Pratiquement, cette ligne se confond, entre Nistorești et Valea Torcei, avec l'alignement des massifs Văsui—Valea Hodorogul—Paltinul. A partir de Valea Torcei, le massif se détache de la ligne principale, Văsui—Hodorogul—Paltinul, et se dirige à l'W de Dealul Paltinului. Entre le massif de Nistorești et la ligne des massifs de Tulnici—Spinești et Hodorogul d'une part, et la ligne de chevauchement du Flysch de l'autre, une cuvette s'intercalles, qui est formée de dépôts miocènes supérieurs faiblement plissés. Un pli se remarque dans la partie moyenne, où affleurent les dépôts les plus anciens, et même du sel, le long d'une ligne, Hăulești—confluent de Pârâul Rupturile et du Pârâul Sărat, en contrebas de la colline Peticul; d'un côté et d'autre de ce pli, se remarquent deux synclinaux assez larges, remplis par les dépôts de l'horizon supérieur à gypses, montrant à Păulești et à Mârza Mare les cinérites de cet horizon.

c) *La ligne—Negriștești—Bodești—Valea Algeanului—Năruja—Stroești—Lunca—Gheburi* (cc, fig. 20). Le long du segment E—Negriștești—Bodești, les dépôts de l'horizon rouge, en arrière de la ligne de chevauchement, viennent en contact avec l'horizon des gypses supérieurs. Plus au S, à partir de Bodești, où affleurent les massifs de sel de Valea Algeanului, jusqu'à Năruja—le chevauchement est plus faible. Enfin, entre Stroești—Lunca et Gheburi, la ligne de chevauchement, accentuée telle qu'elle se présente au N, devient un simple anticlinal à flancs peu dérangés.

Cette ligne est séparée de celle de Tulnici, Spinești—Văsui, etc. par un large synclinal, dont les dépôts sont faiblement plissés au voisinage des massifs de Spinești et de Văsui et, plus au S, en face de Prahuda.

d) *La ligne Topești—Mișturca—Priseaca—Fundul Pârâului Sărat—Pârâul Jgheabului—Dealul Boului* (dd, fig. 20). Le long de cette ligne de dislocation l'horizon rouge chevauche les dépôts méditerranéens plus récents, venant en



contact—depuis le N de Topești jusque près du commencement du Pârâul Sărat de Reghiu —avec l'horizon à gypses supérieurs. Le massif de sel de la vallée supérieure du Pârâul Sărat est flanquée des deux côtés par l'horizon rouge, mais les dépôts du flanc oriental, qui sont fortement laminés, restent — tout de suite au S du massif —au-dessous de la ligne de dislocation. Plus au S, cette dislocation passe à l'E de Dealul Arșițioarei. Entre les deux lignes, Bodești—Năruja—Lunca et Topești—Priseaca—Dealul Boului, les dépôts méditerranéens présentent encore quelques faibles plis (voir la carte); la partie méridionale fait exception: en effet, ici, entre les deux lignes principales, s'intercale encore une dislocation, marquée par l'affleurement de l'horizon rouge, tout au long d'une ligne partant de Podul Stoica, passant un peu à l'W de Pârâul Reghiu, puis dans Pârâul Boului jusqu'en face du Pârâul Lucociu.

e) *La ligne Reghiu—Lunca—Valea Sărei—Gornet—E de Dealul lui Radu représente dans cette contrée la ligne péricarpatique* (ee, fig. 20). Le long de cette ligne, les dépôts méditerranéens qui, d'après l'opinion de L. MRAZEC et I. P. VOITEȘTI, forment une nappe à l'état incipient, chevauchent vers l'E les dépôts sarmato-pliocènes.

A l'arrière de cette ligne, affleurent les massifs de sel de Reghiu, début du Pârâul Chilimetea, Lunca et Valea Sărei.

f) *La dislocation à l'W de Gornet—Pârâul Fundul Papei—Pârâul Chimilor* (ff, fig. 20). L'horizon rouge et celui des marnes noires à gypses à l'arrière de cette ligne viennent en contact, depuis W Gornetul jusqu'au Pârâul Fundul Papei, avec les dépôts du complexe de Răchitaș et, plus haut, avec ceux du Sarmatien (coupe A—A sur la planche annexe). A l'W du Dealul Chinei, la ligne de dislocation est poussée vers l'W. Entre celle-ci et la ligne péricarpatique, les dépôts sarmatiens et ceux du complexe de Răchitașul sont dérangés par une autre dislocation à l'W de Dealul Ghergheleu et de Dealul Blănilor coupe A-A).

B) LIGNES TECTONIQUES TRANSVERSALES

Un premier groupe de plis et de dislocation (*g, h, i, j*, fig. 20) prend naissance du fait de l'écrasement des dépôts miocènes qui occupent la cuvette comprise entre l'arc formé par l'alignement des massifs de sel de Tulnici—Spinești—Pârâul Hodorogul et Nistorești d'une part, et les dépôts du Flysch, de l'autre. Le fait que la ligne des massifs, dont nous avons déjà parlé (ligne *aa*, fig. 20), est courbe, a eu pour conséquence de déterminer une pression latérale, qui s'est résolue en une série de plis transversaux; de ce fait, les



massifs de sel ont acquis une section triangulaire, phénomène qui a d'ailleurs contribué à accentuer ces plis.

Un premier pli (*g*) se remarque à Spinești—Valea Moțoc—Dealul Balș; il se raccorde à la ramification dirigée vers l'intérieur du massif de sel de Spinești. Cette ligne se présente dans les dépôts gris marno-gréseux comme un pli simple. Le long de son axe apparaissent, dans Valea Moțoc et plus au S, des sources salées.

Un autre pli (*h*) des dépôts de l'horizon gris marno-gréseux se trouve un peu plus au S. Il se raccorde au massif de sel de Văsui, dans le Pârâul Sărat, et se dirige à travers la hauteur, dite Piscul lui Pentelei, puis un peu à l'E du Pârâul lui Marcu, où il disparaît.

Un peu plus au S, les dépôts de l'horizon gris marno-gréseux sont affectés par un nouveau pli (*i*), qui se raccorde au massif du confluent de Pârâul Boznii. Ce pli se dirige vers un point situé un peu à l'W de Dealul Burca, où il se termine.

Le plus important parmi ces plis transversaux, est celui (*j*) qui se raccorde à la terminaison nord du massif de Nistorești. Il peut être suivi, le long de la Năruja, jusqu'au delà de Colțari. Dans son axe affleurent des dépôts de l'horizon rouge.

On observe des plis et des dislocations transversales aussi dans l'E de la région, en arrière de la ligne péricarpatique. Ce sont ces dislocations qui conditionnent l'affleurement des massifs de Valea Sărei, Lunca et Reghiu.

Le massif de Valea Sărei présente une ramification qui se prolonge vers l'intérieur par un pli (*k*, fig. 20). Ce pli est assez court: il ne peut être suivi que jusqu'en face du Pârâul Grecului. Des dépôts de l'horizon rouge affleurent dans son axe.

Le massif de Lunca émet lui aussi une ramification, qui se continue vers l'intérieur par une puissante dislocation (*l*, fig. 20). Dans le flanc ouest de celle-ci, affleurent des dépôts rouges, qui viennent en contact vers l'E, avec ceux de l'horizon gris marno-gréseux; elle présente donc un fort caractère de chevauchement.

Le long de la vallée du Reghiu, on remarque une autre dislocation (*m*, fig. 20), également très accentuée; les dépôts de l'horizon rouge du flanc sud-ouest chevauchent, en effet, vers le NE l'horizon gris à gypses supérieurs. Cette dislocation se raccorde au massif de Reghiu.

III. L'UNITÉ SARMATO-PLIOCÈNE

L'unité sarmato-pliocène, qui est située à l'extérieur de la ligne péricarpatique et qui se trouve légèrement chevauchée sur son bord ouest, ne montre pas toutefois d'accident important.



PHASES DE SÉDIMENTATION

Trois phases principales de sédimentation peuvent être distinguées dans la région, depuis la fin du Paléogène jusqu'au Quaternaire:

a) *Une phase correspondant au dépôt du sel, de l'horizon rouge, de l'horizon gris marno-gréseux et de l'horizon des gypses supérieurs.*

La région a subi, vers la fin du Paléogène, un mouvement de soulèvement, qui a eu comme conséquence, l'établissement d'un régime lagunaire; durant cet intervalle se sont formés, sous un climat chaud, le sel et les dépôts de son complexe. Ensuite, une faible ingression a lieu, durant laquelle se sont déposés un peu de conglomérats, gypses, marnes, assises à Diatomées et à Radiolaires, et des grès à traces de vagues. La transgression s'accroît lors de la formation de l'horizon rouge, quand une grande partie du matériel rouge continental est enlevée par l'érosion et déposée avec les conglomérats, les marnes sableuses et même un peu de gypse. Le fait de l'existence de gypses dans l'horizon rouge dénote que la transgression était hésitante, ce qui permettait l'établissement — à certains moments — d'un régime lagunaire. La mer s'approfondit lors de la sédimentation de la partie supérieure de l'horizon rouge et continue ce mouvement pendant l'horizon gris. Certaines oscillations se sont toutefois produites aussi durant ce temps, étant donné qu'à la partie supérieure de cet horizon, on observe également des gypses. Ensuite, la mer devient moins profonde et — comme résultat de nombreuses oscillations occasionnant l'établissement répété d'un régime de lagunes sursalées — nous avons les nombreux bancs de gypse du niveau supérieur — interstratifiés dans le niveau avec des marnes et des grès. C'est avec ces dépôts, que nous avons appelé l'« horizon des gypses supérieurs », que se termine un premier cycle de sédimentation du Méditerranéen.

b) *Une deuxième phase est commencée par le dépôt des couches de Răchitașul.* C'est durant une nouvelle transgression que se déposent, en discordance de stratification sur le Méditerranéen plus ancien, ces couches montrant une certaine variation: la transgression faible et hésitante du début occasionne la formation de microconglomérats, de sables et de gypse; puis la mer s'approfondissant un peu, se déposent des marnes et de grès. Cette période coïncide avec les grandes éruptions volcaniques; c'est pourquoi, dans cette mer, relativement peu profonde, se sont déposées de nombreuses couches de cinérites dacitiques.

c) *Une troisième phase débute par les couches d'Andrieșul, de la base du Sarmatien.* Il est très probable que ce complexe correspond à une légère transgression, qui seule peut expliquer d'ailleurs l'alternance de conglomé-



rats, de marnes et de sables grossiers qu'on y remarque. C'est seulement plus tard — au Bessarabien — qu'un régime de mer plus profonde s'établit. Toutefois, à la fin du Bessarabien, une petite régression s'observe durant laquelle se déposent à nouveau des grès; les eaux s'adoucissent même, et c'est ce qui explique le niveau d'eau douce que nous avons noté plus haut dans les vallées de la Putna, du Milcov et de la Șușița. Les eaux redeviennent saumâtres au début du Kersonien; puis, de nouveau, un régime d'eau douce, et c'est ce dernier régime qui dure jusqu'à la fin du Pliocène, sans que des lacunes se produisent quelque part dans la série.

Ces phases de sédimentation et les mouvements épirogéniques, qui ont conditionné cette sédimentation, sont cependant propres à notre région. Ici, la profondeur relative de la mer sarmato-pliocène a fait que les discordances remarquées dans les régions situées au N et au S de la nôtre, n'apparaissent plus d'une manière évidente. Nous devons rappeler en effet la discordance locale qui, en Munténie, sépare le Méotien du Sarmatien, le premier ayant un caractère transgressif; une nouvelle discordance s'observe, d'autre part, entre le Dacien inférieur et le Dacien supérieur, ainsi que nous l'avons remarqué au chapitre respectif.

MOUVEMENTS OROGÉNIQUES

Notre région a subi, entre la fin du Paléogène et le Quaternaire, trois mouvements de plissement:

a) Un premier plissement a été prétortonien, donc avant le dépôt des couches de Răchitașul, plissement qui a provoqué la discordance de ces couches par rapport aux dépôts miocènes plus anciens;

b) Une autre phase orogénique a été présarmatienne, se situant entre le dépôt des couches de Răchitașul et celui des couches d'Andrieșul; ce plissement est prouvé par la discordance des dépôts sarmatiens par rapport au Miocène et aux couches de Răchitașul; le fait est visible dans Valea Vizuinei, et au N du Dealul Ghergheleu.

c) Un dernier plissement, enfin, s'est produit à la fin du Pliocène, après les dépôts des graviers de Căndești, quand l'entière région se soulève et se plisse; c'est ce qui a amené la discordance du Quaternaire par rapport à tous les dépôts antérieurs, jusqu'au Pliocène le plus récent.

II. PALÉONTOLOGIE

Étant donné la pénurie de la faune sarmato-pliocène dans toute la partie comprise entre le Milcov et le Trotuș, nous estimons utile de présenter la description des formes personnellement récoltés dans cette contrée; tout au moins de les noter et d'en indiquer la provenance.



D'une manière générale, nous nous sommes limités à en donner la diagnose et les synonymes, d'après les travaux les plus récents, sans toutefois n'entrer dans les détails que dans le cas des formes nouvelles.

Les formes décrites plus loin se répartissent — parmi les Gastropodes — entre les genres *Theodoxus*, *Hydrobia*, *Melanopsis*, *Lithoglyphus*, *Buccinum*, *Pirenella*, *Cerithium*, *Akburinella*, *Clausilia*, *Limnea*, *Radix*, *Viviparus*, *Campylaea*, *Tacheocampylaea*, *Chilostoma*, *Gyraulus*, *Planorbarius*, *Anisus*, *Helicopsis*, *Helix*, *Cepaea* et *Barbotella* et, parmi les Lamellibranches, entre les genres *Hyriopsis*, *Cristaria*, *Anodonta*, *Unio*, *Psilunio*, *Scrobicularia*, *Congeria*, *Dreissena*, *Monodacna*, *Limnocardium*, *Didacna*, *Plagiodacna*, *Pseudoprosodacna*, *Cardium* et *Mactra*.

GASTROPODA

Genre *Theodoxus* MONTFORT

Theodoxus (Calvertia) stefanescui FONTANNES

Pl. I, Fig. 1—4

Nous avons récolté de nombreux échantillons dans le Méotien de la vallée du Milcov.

Ces échantillons correspondent bien aux figures et à la description données par W. WENZ (1942, p. 29, pl. I, Fig. 1—7) pour des formes provenant du Méotien de Valea Sărată, département de Buzău.

Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus ȘTEFĂNESCU

Pl. I, Fig. 5—6

Cette forme est commune depuis les dépôts du Pontien supérieur et jusque dans ceux du Levantin inférieur; elle se trouve aussi bien dans la vallée du Milcov que dans celle de la Putna.

La description et les figures données par W. WENZ (1942, p. 32, pl. III—IV, Fig. 44—51), pour des échantillons provenant du Dacien supérieur de la Valea Budureasca, sont conformes à nos propres matériaux.

Theodoxus (Calvertia) trilineatus n. sp.

Pl. I, Fig. 7—12

Nous en avons récolté de nombreux échantillons dans le Pontien supérieur et le Dacien inférieur des deux vallées, du Milcov et de la Putna.

Monostracum ovale — presque circulaire, composé de trois tours de spires. Les premiers tours, peu développés, ne dépassent pas le niveau supérieur du dernier. Surface mate, ornée par trois lignes minces d'un brun café le long des tours. Ouverture semi-circulaire. Aréa columellaire étroit. Calosité peu développée.

Cette espèce présente, à première vue, des ressemblances avec *Theodoxus (Calvertia) quadrifasciatus* BIELZ et *T. (Calvertia) slavonicus* BRUSINA. Elle



en diffère toutefois par sa forme générale plus arrondie, l'absence des lignes d'accroissement visibles, l'ornementation en lignes minces, non pas en bandes, la calosité moins prononcée et par la petitesse du tortillon qui ne fait pas saillie au-dessus du niveau du dernier tour. Elle présente aussi quelques analogies avec *Neritina transversalis* ZIEGLER [in NEUMAYR & PAUL, Congerien und Paludinenschichten Slavonicus; *Abh. k. k. Geol. Reichsanstalt*, VII (3); Wien, 1875], dont elle diffère par sa forme plus allongée.

Genre *Hydrobia* HARTMANN

Hydrobia elongata EICHWALD

Pl. I, Fig. 13

Nous avons récolté de rares échantillons de cette forme dans l'horizon marneux du Sarmatien, à Reghiu et Valea Seacă.

Ces échantillons sont conformes à ceux décrits par I. SIMIONESCU et I. Z. BARBU (1940, p. 70, pl. VI, Fig. 24—25) du Sarmatien.

Hydrobia substriatula SINZOW

Pl. I, Fig. 14

Nous avons disposé de deux échantillons de cette forme, provenant de l'horizon marneux du Sarmatien à Valea Seacă.

Ces échantillons sont conformes à ceux décrits, du Sarmatien, par I. SIMIONESCU et I. Z. BARBU (1940, p. 69, pl. VI, Fig. 30—31).

Hydrobia immutata FRAUENFELD

Pl. I, Fig. 15

Les quelques échantillons, que nous avons récoltés, proviennent aussi de Valea Sărei, et c'est encore l'horizon marneux du Sarmatien qui nous les a fournis.

Ils sont en tout conformes à ceux décrits, du Sarmatien, par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 69, pl. VI, Fig. 26).

Hydrobia bicristata SIMIONESCU

Pl. I, Fig. 16

Quelques rares échantillons provenant aussi de l'horizon marneux du Sarmatien à Reghiu et Valea Sărei.

Conformes aux originaux, provenant du Sarmatien, présentés par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 70, pl. VI, Fig. 32—33).

Hydrobia vitrella ȘTEFĂNESCU

Pl. I, Fig. 17—18

Forme fréquente dans le Méotien de la vallée du Milcov et de celle de la Putna.

Nos échantillons sont conformes à ceux présentés par W. WENZ (1942, p. 44, pl. 12, Fig. 143—152), provenant du Méotien de Sărata-Monteoru.



Hydrobia grandis COBĂLCESCU

Pl. I, Fig. 19

De nombreux échantillons de cette espèce nous ont été offerts par le Dacien des vallées du Milcov et de la Putna.

Ils sont mal conservés toutefois. Des comparaisons suffisantes nous ont cependant convaincu de leur conformité à la description et aux figures présentées par W. WENZ (1942, p. 46, pl. 14, Fig. 177—181), concernant des matériaux provenant du Dacien supérieur de Iordăcheanu-Plavia, dép. de Prahova.

Genre *Melanopsis* FERUSSAC*Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* BRUSINA

Pl. I, Fig. 20

Le Dacien supérieur de Vidra, dans la vallée de la Putna, et celui de quelques endroits des abords du Milcov, nous a offert de nombreux échantillons de cette espèce.

Ces échantillons sont en tout conformes à la description et aux figures données par W. WENZ (1942, p. 61, pl. 20, Fig. 313—320) et relatives à des formes provenant du Dacien supérieur de la Valea Budureasca.

Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZKA

Pl. I, Fig. 21—22

Cette espèce se trouve en abondance dans le Pontien de la Valea Milcovului et de la Valea Putnei.

Nos échantillons sont conformes à ceux décrits par WENZ (1942, p. 59—60, pl. XIX, Fig. 294—300) du Dacien de Valea Topilelor, et de Valea Unghiului, dép. de Buzău

Genre *Lithoglyphus* HARTMANN*Lithoglyphus decipiens* BRUSINA

Pl. I, Fig. 23—24.

Répandue du Pontien jusqu'au Levantin supérieur, cette forme est fréquente, aussi bien dans la vallée du Milcov, que dans celle de la Putna.

Nos échantillons sont identiques à ceux décrits et figurés par WENZ, du Dacien supérieur de Plavia, dép. de Prahova (W. WENZ, 1942, p. 48—49, pl. XV, Fig. 200—205).

Lithoglyphus rumanus ȘTEFĂNESCU

Pl. I, Fig. 25—27

Nous avons récolté de nombreux échantillons de cette espèce dans le Pontien moyen du Milcov et de la Putna.

Ils sont en tout conformes à la diagnose et aux figures données par WENZ (1942, p. 47, Fig. 191—194) relatives à des matériaux provenant du Pontien de Buștenari.

Genre *Buccinum* LINNÉ*Buccinum nasutum* KOLESNIKOV

Pl. I, Fig. 28—30

Nous avons récolté trois échantillons de cette forme, dans la base de l'horizon marneux du Sarmatien à Valea Sărei.

Les figures données par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 108, pl. III, Fig. 22) concernant des formes provenant du Sarmatien, correspondent en tout à nos matériaux.

Buccinum duplicatum SOWERBY

Pl. I, Fig. 36—37

Nous n'en possédons que deux échantillons récoltés dans la base de l'horizon marneux du Sarmatien à Valea Sărei.

Ces échantillons sont en tout conformes à ceux décrits et figurés par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 102, pl. III, Fig. 1—2) du Sarmatien de Coharna, Scheia-Vaslui, etc.

Genre *Pirenella* GRAY*Pirenella caspia* ANDRUSSOW

Pl. I, Fig. 30—31

Cette forme est fréquente dans le Méotien inférieur. Nos échantillons, en partie incomplets, proviennent du Méotien de la vallée du Milcov et de celui qui affleure dans Pârâul Flămânda—Câmpuri et dans Haloşul Ciobotarului—Caşin.

Ces échantillons sont conformes à la diagnose et aux figures données par WENZ (1942, p. 66—67, pl. XXIV, Fig. 372—378) relatives à des matériaux originaires du Méotien inférieur de Matitza, dép. de Prahova.

Pirenella disjuncta SOWERBY

Pl. I, Fig. 32

Plusieurs échantillons de cette forme nous ont été offerts par l'horizon calcaire du Sarmatien de Dealul Chinului.

Ces échantillons sont en tout conformes à ceux provenant du Sarmatien de Valea Poliţioană—Banat, récemment décrits et figurés par E. JEKELIUS (Sarmat und Pont von Soceni (Banat), *Mem. Inst. Geol. Rom.*, V, p. 79—80, pl. XX, Fig. 10—22; Bucureşti, 1944).

Genre *Cerithium* ADANSON*Cerithium andrzejowskii* FRIEDBERG

Pl. I, Fig. 33

Nous n'en possédons que deux échantillons incomplets, récoltés dans la base de l'horizon marneux du Sarmatien de Valea Sărei.

Ils sont conformes aux figures et à la diagnose, présentées à propos d'échantillons originaires du Sarmatien, par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 84—85, pl. I, Fig. 33).



Genre *Akburunella* KOLESNIKOW*Akburunella maturatis* KOLESNIKOW

Pl. I, Fig. 34

Les formes récoltées par nous sont originaires de l'horizon marneux du Sarmatien à Valea Sărei.

Les échantillons sont en tout conformes aux figures et à la diagnose données par l'auteur de l'espèce. Voici cette diagnose: «Kleine (11—21 mm grosse) dünschalige Muscheln; sie bestehen aus 7 Windungen. Der Kiel der letzten Windung ist von dachziegelartigen Schuppen bedeckt. Die übrige Oberfläche der Windungen ist glatt. Cryptomactraschichten». In KOLESNIKOW, «Sarmatische Mollusken — Paläontologie der U.R.S.S.», *Akad. der Wissenschaften d. U.R.S.S.*, Bd. X (2); p. 390, pl. XXXIII, Fig. 28—30; Leningrad, 1935.

Akburunella carabinica KUDR.

Pl. I, Fig. 35

Les échantillons que nous avons récoltés proviennent de l'horizon marneux du Sarmatien à Valea Sărei.

Ces matériaux sont en tout conformes aux figures et à la diagnose que nous notons ici, d'après KOLESNIKOW: «Kleine 7—12 mm grosse dickschalige Muscheln; sie bestehen aus 5—6 stufenartigen Windungen. Die letzte Windung ist von Längsrippen, die stark von spiralen Furchen durchbrochen werden, bedeckt und deren Zahl 9 erreicht. Cryptomactraschichten. In KOLESNIKOW «Sarmatische Mollusken — Paläontologie der U.R.S.S.», *Akad. der Wissenschaften der U.R.S.S.*, X (2), p. 390, pl. XXXII, Fig. 31—33. Leningrad, 1935.

Genre *Clausilia* DRAPARNAUD*Clausilia* cfr. *moldavica* SIMIONESCU

Pl. I, Fig. 38

Quelques échantillons de cette forme nous ont été fournis par le Méotien inférieur de Câmpuri (Vallées de la Flămânda et de la Șușița) et de Cașin (Valea Haloșul Ciobotarului).

Ces matériaux sont conformes jusqu'à l'identité aux échantillons décrits et figurés sous ce nom (*Clausilia (Constricta) moldavica*), par SIMIONESCU et BARBU, du Sarmatien (1940, p. 131, pl. VI, Fig. 78—79, 83).

Genre *Limnea* LAMARCK*Limnea* sp.

Pl. I, Fig. 39

De rares échantillons, mal conservés et très fragiles, de cette forme, nous ont été offerts par les dépôts du Levantin moyen des vallées du Milcov et de la Putna.

C'est une coquille allongée, formée par quatre ou cinq tours de spire. L'ouverture en est constamment abimée, si bien qu'ils nous a été toujours impossible d'en observer la forme exacte.

Genre *Radix* MONTFORT

Radix (Velutinosia) cf. *velutinus* DESHAYES

Pl. II, Fig. 1—2

Un seul exemplaire, trouvé dans une excursion faite en commun avec O. BOLGIU, dans l'horizon à faunes d'eau douce du Bessarabien de Valea Șușitei—Câmpuri.

Cet échantillon ressemble jusqu'à l'identité à celui décrit et figuré, du Méotien de Bucea—Câmpina, par W. WENZ (1942, p. 68, pl. XXIV, Fig. 38).

Radix sp.

Pl. II, Fig. 3

Échantillon trouvé, encore en compagnie de O. BOLGIU, dans l'horizon à faune d'eau douce du Sarmatien à Reghiu. Cette forme a été déposée dans les collections de l'Institut Géologique de Roumanie. Elle a été déjà figurée par O. BOLGIU dans son travail « Neue Daten zur Geologie des Gebietes von Năruja—Andrieșul, Rumänien »; *Mitteil. des Alpenländischen geologischen Vereines*, 35, pl. IV, Fig. 6; Wien, 1942.

Genre *Viviparus* MONTFORT

Viviparus moldavicus WENZ

Pl. II, Fig. 4

Un seul échantillon, mais assez bien conservé, nous a été fourni par le Méotien de la Vallée du Milcov.

Il est conforme au type figuré par WENZ du Méotien de Valea Rea, dép. de Buzău (voir W. WENZ, 1942, p. 34, pl. IV, Fig. 52—54).

Viviparus sp.

Pl. II, Fig. 5

Échantillon trouvé, ensemble avec O. BOLGIU, dans l'horizon à faune d'eau douce du Sarmatien de Reghiu. Il a été déposé dans les Collections de l'Institut Géologique de Roumanie.

Décrit déjà et figuré par O. BOLGIU dans son travail (« Neue Daten... », voir Pl. IV, Fig. 7). M. BOLGIU s'exprime sur cet échantillon ainsi: « Von dieser Art, fand ich ein vollständiges, aber deformiertes Exemplar. Es ist zur Beschreibung zwar nicht geeignet, trotzdem bilde ich es ab, da es das einzige Exemplar von *Viviparus* ist, das im Sarmat Rumäniens gefunden wurde, und das charakteristische Eigenschaften aufweist, durch die es sich von allen aus den Sarmat bekannten *Viviparus*-Formen deutlich unterscheidet ».



Viviparus neumayri neumayri BRUSINA

Pl. II, Fig. 6

Les échantillons de cette espèce que nous avons récoltés dans le Pontien des vallées du Milcov et de la Putna sont assez mal conservés. Il est toutefois certain qu'il s'agit là de cette espèce, étant donné leur conformité à ceux présentés par WENZ du Pontien de Coşarele, dép. de Prahova (voir. W. WENZ, 1942, p. 34, pl. V, Fig. 61—63).

Genre *Campylaea* BECK*Campylaea (Dinarica) tutovana* SEVASTOS

Pl. II, Fig. 7

Il s'agit d'une forme rare qui nous a été fournie par le Méotien inférieur de Valea Şuşitei et de Haloşul Ciobotarului. Notre échantillon est conforme à la diagnose et aux figures données par WENZ, pour des formes provenant du Méotien inférieur de Vai-de-Ei, Isvorul Chirului, département de Prahova (voir W. WENZ, 1942, p. 81, pl. XXIX, Fig. 452—453).

Campylaea (Faustina) cf. faustina ROSS.

Pl. III, Fig. 7—9

C'est une forme relativement fréquente dans le Levantin compris entre la Valea Milcovului et Pralea.

La description et les figures données par WENZ, pour des formes provenant du Levantin inférieur de Matîţa, correspondent en tout à nos propres échantillons (voir W. WENZ, 1942, p. 81, pl. XXIX, Fig. 454—455).

Genre *Tacheocampylaea* L. PFEIFFER*Tacheocampylaea (Mesodontopsis) doderleini* BRUSINA

Pl. II, Fig. 8—9

Nous en avons récolté deux échantillons, mal conservés, dans le Dacien supérieur de Valea Şuşitei.

Ces échantillons sont conformes à ceux décrits et figurés par WENZ (1942, p. 84, pl. XXXI, Fig. 476 et pl. LXXI, Fig. 744) du Levantin inférieur de Valea Lungă, dép. de Prahova.

Genre *Eobania* P. HESSE*Eobania vermiculata vermiculata* O. F. MÜLLER

Pl. II, Fig. 11—12

Cette forme nous a été fournie par la partie supérieure du Levantin inférieur des vallées du Milcov et de la Putna. Elle est caractérisée par les bandes brunes qui ornent la coquille. L'échantillon figuré par nous au No. 11 est mal conservé et les bandes brunes n'y sont plus visibles; elles s'observent en revanche très bien sur l'échantillon voisin (No. 12).



Ces échantillons sont en tout conformes à ceux décrits, du Levantin de la Valea Budureasca, par W. WENZ (1942, p. 82 — 83, pl. XXIX — XXX, Fig. 461—463, et pl. XXXI, Fig. 477).

Genre *Chilostoma* FITZINGER

Chilostoma (Drobacia) maeotica WENZ

Pl. II, Fig. 13

C'est une forme rare. Elle provient du Méotien inférieur, l'exemplaire figuré étant originaire de Câmpuri—Valea Flămânda.

Cet échantillon est conforme aux figures et à la diagnose données par WENZ, pour des formes provenant du Méotien inférieur de Izvorul Chirului, dép. de Prahova (voir W. WENZ, 1942, p. 82, pl. XXIX, Fig. 456—460).

Genre *Gyraulus* CHARPENTIER

Gyraulus (Gyraulus) rumanus WENZ

Pl. II, Fig. 16

Forme relativement fréquente dans le Méotien inférieur compris entre les rivières de Milcov et de Haloşul Mare, comme aussi dans le Dacien supérieur du même endroit.

Nos échantillons sont conformes à ceux décrits par WENZ, du Dacien supérieur de Rotari, dép. de Prahova (voir W. WENZ, 1942, p. 72, pl. XXVII, Fig. 411—415).

Gyraulus cf. *quadrangulus* NEUMAYR

Pl. II, Fig. 17

Le Levantin inférieur de la Valea Milcovului nous a fourni quelques échantillons assez mal conservés, qui ressemblent pourtant beaucoup à un type de NEUMAYR, repris et figuré par JEKELIUS, du Dacien des environs de Braşov (voir E. JEKELIUS, « Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Braşov »; *Mem. Inst. Geol. Rom.*, II, p. 95, pl. XIX, Fig. 1—24; Bucureşti, 1932; voir aussi N. MACAROVICI, 1940, p. 323).

Genre *Planorbarius* FRORIEP.

Planorbarius thiolieri MICHAUD

Pl. II, Fig. 14—15

Quelques échantillons de cette espèce nous ont été offerts par les dépôts du Méotien inférieur compris entre la vallée de Milcov et Caşin.

Ces échantillons sont conformes à la diagnose et aux figures présentées, à propos de matériaux originaires du Méotien de Gura Dragnei, dép. de Prahova, par W. WENZ, 1942, p. 70, pl. XXVI, Fig. 391—393.

Planorbarius sulekianus BRUSINA

Pl. II, Fig. 18

Forme rare, particulière au Levantin inférieur et récoltée dans les vallées du Milcov, de la Putna et de la Şuşiţa.



Dans son travail si souvent cité (1942, p. 71, pl. XXVI, Fig. 394—395), WENZ a figuré des formes semblables aux autres, du Levantin inférieur de Tisa, dép. de Prahova.

Planorbarius corneus LINNÉ

Pl. II, Fig. 22—24

Le Dacien et le Levantin inférieur compris entre la vallée du Milcov et Pralea offrent fréquemment des échantillons de cette forme.

Ces échantillons sont conformes à la diagnose et aux figures données pour des matériaux provenant du Levantin inférieur de Bucovăț—Craiova, par WENZ (1942, p. 71, pl. XXVI, Fig. 396—401).

Genre *Anisius* STUDER

Anisius (Spiralina) vortex LINNÉ

Pl. II, Fig. 19—21

C'est une forme fréquente dans le Levantin inférieur compris entre la Valea Milcovului et Pralea.

Nos échantillons sont conformes à ceux décrits et figurés par WENZ, du Levantin inférieur de Tisa, dép. de Prahova (voir W. WENZ, 1942, p. 72, pl. XXVII, Fig. 407—410).

Genre *Helicopsis* FITZINGER

Helicopsis (Helicopsis) cf. cereoflava praecursor WENZ

Pl. II, Fig. 25—26

Quelques échantillons de cette forme nous ont été fournis par le Levantin de la Valea Milcovului et de la Valea Putnei.

Nos matériaux sont conformes à ceux décrits du Levantin supérieur de Persinari, dép. de Buzău, par W. WENZ (1942, p. 79—80, pl. XXVIII, Fig. 442—445).

Genre *Helix* LINNÉ

Helix (Helix) mrazeci SEVASTOS

Pl. III, Fig. 1—2

Forme fréquente dans le Levantin inférieur. Elle monte vers le N depuis la Munténie jusqu'au Cașin.

Voir, pour des figures et la synonymie, W. WENZ, 1942, p. 85, pl. XXXI, Fig. 480—481. Il s'agit d'échantillons provenant du Méotien inférieur de Dobrota, département de Prahova.

Helix (Helix) lutescens ROSS.

Pl. III, Fig. 12

Nous possédons des échantillons mal conservés de cette espèce, que nous avons récoltés dans le Levantin supérieur, depuis la Munténie, vers le N, jusqu'à la région de Cașin—Pralea.



Ces échantillons sont conformes à la description et aux figures concernant des formes du Levantin supérieur de Valea Lidiei—Gornetul, présentées par W. WENZ (1942, p. 86, pl. XXXII, Fig. 483).

Helix (Helix) lucorum suprălevantina WENZ

Pl. III, Fig. 11

Il s'agit d'une forme fréquente dans le Levantin supérieur entier, depuis la Munténie jusqu'au Caşin.

L'échantillon figuré provenant de Moldavie est conforme jusqu'à l'identité à ceux décrits et figurés par WENZ de la Valea Budureasca et qui d'ailleurs proviennent de récoltes faites par nous aussi en Moldavie (voir W. WENZ, 1942, p. 75, pl. XXXII, Fig. 486—487).

Helix (Vallonia) subpulchella SANDBERGER

Pl. III, Fig. 10

Notre échantillon étant incomplet, nous sommes obligés de donner sous réserve cette détermination. Nous pouvons toutefois certifier sa ressemblance avec les figures présentées par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 131, pl. II, Fig. 45—47), pour des échantillons provenant du Sarmatien.

Genre *Cepaea* HELD.

Cepaea krecii WENZ

Pl. III, Fig. 3—6

C'est une forme fréquente dans le Méotien inférieur depuis la Munténie jusqu'au Caşin.

Les échantillons figurés sont conformes à ceux présentés, du Méotien inférieur de Coada Malului, par WENZ (1942, p. 83, pl. XXX, Fig. 464—468).

Genre *Barbotella* COSSMANN

Barbotella hoernesii var. *tenuicostatus* PAVL. & RADOV

Pl. III, Fig. 13

Il s'agit d'une forme assez répandue dans la base de l'horizon marneux du Sarmatien à Valea Sărei.

Nos échantillons sont en tout conformes à la diagnose et aux figures données par SIMIONESCU et BARBU, pour des matériaux provenant du Sarmatien (1940, p. 59, pl. II, Fig. 61).

Barbotella intermedia RAD. et PAVLOV

Pl. III, Fig. 14—15

Cette forme est fréquente dans la base de l'horizon marneux du Sarmatien à Valea Sărei.

Nos échantillons sont conformes aux figures et à la diagnose données pour des matériaux provenant du Sarmatien de Balcic (Bulgarie), par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 60—61, Fig. 78—79).



LAMELLIBRANCHIATA

Genre *Hyriopsis* CONRAD*Hyriopsis krejci* WENZ

Pl. IV, Fig. 1

Forme fréquente dans le Dacien supérieur et le Levantin inférieur de la vallée de la Putna, aussi bien que de celle du Milcov.

Ces formes sont en général assez mal conservées: nous n'avons eu la possibilité d'extraire le moindre complet. Nous pouvons toutefois affirmer en toute certitude leur conformité aux formes décrites sous ce nom par WENZ (1942, p. 103, pl. XLVII—XLVIII, Fig. 545—547), formes ordinaires du Dacien de la Valea Budureasca.

Hyriopsis krausi WENZ

Pl. IV, Fig. 2

Quelques échantillons de cette espèce nous ont été fournis par le Pontien des vallées du Milcov, Putna et Păstrava (Găuri). Ils sont toujours mal conservés et si fragiles que nous n'avons eu la possibilité d'en obtenir que des fragments. Toutefois, les observations prises sur le terrain ne laissent aucun doute sur notre détermination.

Ces échantillons sont conformes à ceux figurés par WENZ du Pontien d'Arbănași (voir W. WENZ, 1942, p. 102—103, pl. XLIII—XLVI, Fig. 543—544).

Genre *Cristaria* SCHUMACHER*Cristaria macoveii* BOLGIU

Pl. V, Fig. 1

Nous avons récolté, en compagnie de O. BOLGIU, un échantillon de cette espèce dans le Pontien de Valea Păstrava—Găuri. Nous avons également disposé d'un fragment provenant du Pontien de la Valea Putnei.

Cette espèce a été décrite par O. BOLGIU, dans un travail encore sous presse, intitulé « Sur la présence du genre *Cristaria* SCHUMACHER 1817, comme fosile dans le Pliocène de Roumanie ».

Cristaria rostrata BOLGIU

Pl. V, Fig. 2

Un seul échantillon de cette espèce a été trouvé, encore en compagnie de O. BOLGIU, dans le Pontien de Valea Păstrava—Găuri. La forme a été déjà décrite par O. BOLGIU, dans un travail sous presse « Sur la présence du genre *Cristaria* SCHUMACHER, 1817, comme fosile dans le Pliocène de Roumanie ».



Genre *Anodonta* LAMARCK*Anodonta pseudohyria* SINZOW

Pl. V, Fig. 3

Plusieurs fragments de cette espèce nous ont été fournis par le Pontien de la vallée du Milcov, à Găuri et à Cașin, fragments dont nous figurons le plus complet.

La forme générale se rapproche de celle d'*Anodonta pseudohyria* SINZOW (« Description des formes nouvelles ou peu connues du Tertiaire de la Nouvelle Russie; part. III, La formation Néo-Pliocénique (en russe); *Mém. Soc. Natur. Nouvelle Russie*, V, pl. VI, Fig. 2; Odesa, 1877).

Nous donnons sous réserve cette détermination.

Anodonta voitestii n. sp.

Pl. V, Fig. 4

Nous avons eu l'occasion de récolter de nombreuses formes extrêmement fragiles d'*Anodontas*, dans l'horizon à faune d'eau douce du Sarmatien de la vallée du Milcov. C'est avec une certaine difficulté que nous avons eu la possibilité d'en extraire l'échantillon figuré, dont nous présentons ici la description.

Coquille mince, très fragile. La partie antérieure arrondie, la postérieure de beaucoup allongée. Ligne cardinale droite, parallèle à l'axe de la coquille. Crochet porté vers l'avant. Lignes d'accroissement évidentes.

Anodonta maeotica BOLGIU

Pl. V, Fig. 1—3

Nous avons rencontré cette forme dans le Méotien inférieur de Copăceni jusqu'à Arbănași; également dans la vallée de Milcov et de Cașin. Diagnose O. BOLGIU (1944, pl. IV, Fig. 4—5).

Anodonta cf. *sublaevis* SINZOW

Pl. VI, Fig. 4

Nous possédons un seul exemplaire de cette forme, que nous avons récolté dans le Pontien de la Valea Putnei. C'est un fragment qui présente de fortes analogies avec *Anodonta sublaevis* SINZOW, du Pontien de Russie (« Description des formes nouvelles ou peu connues du Tertiaire de la Nouvelle Russie. Part. III. La Formation Néo-Pliocénique; *Mem. Soc. Natur. Nouvelle Russie*, V. Pl. VI, Fig. 1; Odessa, 1877). Il existe cependant une différence entre l'échantillon que nous avons et celui figuré par SINZOW, à savoir, en ce qui concerne l'aile antérieure; cette aile est réduite ou peut-être cassée, car on ne peut l'apercevoir sur notre échantillon, tandis qu'elle est assez développée chez le type figuré par SINZOW. Nous présentons donc sous réserve cette détermination.



Anodonta sarmatica n. sp.

Pl. VI, Fig. 5

Nous avons récolté cette espèce en compagnie de M. BOLGIU, dans l'horizon à faune d'eau douce du Sarmatien de Valea Șușitei—Câmpuri.

Coquille relativement mince et fragile. La partie antérieure est cassée, la postérieure est assez allongée. Ligne cardinale droite s'étendant sur un tiers de la longueur totale de la coquille. Apex situé à la moitié environ de la ligne cardinale, sans constituer un crochet bien marqué. Une carène bien arrondie part de la région apicale vers l'extrémité postérieure, séparant une sorte d'aile dorsale. Le contour que nous avons figuré à l'extrémité postérieure de la coquille n'est qu'approximatif. Long. env. 85 mm; haut. 45 mm; épaisseur 25 mm.

Genre *Unio* RETZIUS*Unio simionescui* BOLGIU

Pl. VII, Fig. 1

Cette forme a été récoltée, en compagnie de M. BOLGIU, dans l'horizon à faune d'eau douce du Sarmatien, à Reghiu; dans la Valea Sărei, nous n'en avons trouvé que des fragments. Nos matériaux ont été déposés dans les collections de l'Institut Géologique de Roumanie par O. BOLGIU, qui les a décrits et figurés dans son travail déjà cité (« Neue Daten zur Geologie des Gebietes von Năruja—Andrieșul, Rumänien ». *Mitt. des Alpenländischen geol. Vereines*, 35, Pl. I—III, Fig. 1—3; Wien, 1942).

Unio wetzleri DUNKER

Pl. III, Fig. 1—2

Nous avons récolté nos échantillons à Câmpuri et dans la vallée du Milcov.

A Câmpuri, nous les avons trouvés dans le Méotien, avec *Helix mrazeci* SEVASTOS; nous en possédons aussi de Valea Vânătorul — trouvés un peu au-dessus des couches à *Mactra caspia*. Dans la vallée du Milcov, nous n'avons récolté qu'un seul exemplaire, dans le Pontien.

Ces échantillons ressemblent à ceux décrits par N. MACAROVICI (1940, p. 304, pl. III, Fig. 18—21) du Dacien d'Ismail (U.R.S.S.) (= Pontien d'après nous).

Unio rumanus TOURNOUER

Pl. VIII, Fig. 3—5

Cette forme, à extension et répartition un peu large, se trouve, aussi bien en Munténie qu'en Moldavie, depuis le Méotien supérieur jusqu'au Dacien.

Nos échantillons sont conformes à ceux provenant du Dacien inférieur de Sequei, département de Gorj, présentés par W. WENZ (1942, pl. LI, Fig. 555—556).



Unio subatavus TEISSEYRE

Pl. VIII, Fig. 9

L'échantillon que nous figurons ici est un moulage interne provenant de Câmpuri. Les analogies avec le type sont très marquées; toutefois, nous donnons sous réserve cette détermination, du fait que bien des détails ne sont pas visibles sur ce moulage. Nous avons récolté avec certitude *Unio subatavus* TEISSEYRE, dans la vallée du Milcov et à Cașin, mais les échantillons sont trop fragiles et mal conservés. Ils présentent cependant de très fortes ressemblances avec ceux, provenant du Méotien de Boboci, département de Buzău, figurés par W. WENZ (1942, p. 105, Fig. 568).

Unio sp.

Pl. IX, Fig. 3

L'échantillon figuré est un moulage interne, originaire du Pontien de la vallée du Milcov. Le contour ovale distingue cet échantillon des autres formes d'*Unio* décrites jusqu'ici, mais une détermination précise demande de meilleurs matériaux, que nous ne possédons pas encore.

Psilunio (Psilunio) subhoernesi SINZOW

Pl. VIII, Fig. 6—8

Fréquente dans le Méotien de la vallée du Milcov, cette forme devient très rare vers le N; à Cașin nous n'avons récolté qu'un seul échantillon.

Nos matériaux sont conformes aux figures et à la description présentées pour des formes provenant du Méotien de Buștenari, par W. WENZ (1942, p. 91, Fig. 494—496).

Psilunio (Psilunio) subrecurvus TEISSEYRE

Pl. VIII, Fig. 10—11

Nous possédons de cette forme quelques échantillons récoltés dans le Méotien de la vallée du Milcov; de plus, les localités de Câmpuri et de Cașin nous ont fourni chacune un échantillon, mais très mal conservé.

Ces matériaux sont conformes à la diagnose et aux figures d'échantillons originaires du Méotien inférieur de Pieptăinari, présentés par W. WENZ (1942, p. 90—91, pl. XXXIII, Fig. 491—493).

Psilunio (Psilunio) craiovensis slănicensis TEISSEYRE

Pl. IX, Fig. 1—2

Quelques échantillons de cette forme nous ont été fournis par le Dacien de la vallée du Milcov.

Ces échantillons sont conformes à ceux décrits du Dacien supérieur de Șotânga, par W. WENZ (1942, p. 99, pl. XXXIV, Fig. 500).



Genre *Scrobicularia* SCHUMACHER*Scrobicularia (Syndesmia) tellinoides* SINZOW

Pl. IX, Fig. 4

De nombreux échantillons de cette espèce proviennent du Pontien de la vallée du Milcov.

Ces matériaux sont conformes à ceux décrits, des sables de Impuțita, par N. MACAROVICI (1940, p. 312, pl. IV, Fig. 41—43), qui les attribue au Dacien.

Genre *Congeria* PARTSCH*Congeria novorosica* SINZOW

Pl. IX, Fig. 8—10

Cette forme est fréquente dans le Méotien de la vallée du Milcov. Nous ne l'avons pas trouvée au N de cette rivière.

Nos échantillons sont conformes, jusqu'à l'identité, à ceux décrits du Méotien supérieur de Munténie par W. WENZ (1942, p. 115, pl. LVI, Fig. 591—593).

Congeria neumayri ANDRUSSOW, var. *moldavica* ANDRUSSOW

Pl. IX, Fig. 11—18

Cette forme abonde dans la partie inférieure de l'horizon marneux du Sarmatien, à Valea Sărei.

Elle est conforme aux figures présentées, pour des échantillons du Sarmatien, par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 135, pl. VIII, Fig. 17—18).

Congeria panticapaea panticapaea ANDRUSSOW

Pl. IX, Fig. 19—24

Nous avons récolté de nombreux échantillons de cette espèce dans le Méotien de la vallée du Milcov. Elle semble absente plus au N.

Cette espèce ressemble à *C. neumayri moldavica* ANDRUSSOW. Nos échantillons sont conformes à ceux figurés, du Méotien de Călugăreni—Valea Tare, par W. WENZ (1942, p. 114, pl. LVII, Fig. 602—603).

Genre *Dreissena* VAN BENDEN*Dreissena polymorpha* PALLAS

Pl. IX, Fig. 27—30

C'est une espèce fréquente dans notre région depuis le Méotien jusqu'au Levantin inférieur; mais au N de la vallée du Milcov, elle n'apparaît qu'avec le Pontien, pour durer jusque dans la partie inférieure du Levantin. Dans la vallée de la Șușița, seul le Dacien nous a fourni un échantillon.

Nos matériaux sont conformes à la description et aux figures présentées pour des formes provenant du Levantin inférieur de Moreni, par W. WENZ (1942, p. 118, pl. LX, Fig. 622—625).



Genre *Monodacna* EICHWALD*Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus* BARBOT de MARNY

Pl. IX, Fig. 31—32

Forme exclusivement pontienne, qui apparaît en Mounténie accompagnée par *Paradacna abichi*, *Congeria rhomboidea* et, un peu plus haut, par *Valenciennesia annulata*. En Moldavie, nous l'avons rencontrée dans le Pontien des vallées du Milcov, Putna et à Păstrava—Găuri.

Nos échantillons sont en tout conformes à ceux décrits et figurés du Pontien de Runcu par W. WENZ (1942, p. 132—133, pl. LXVII, Fig. 710).

Genre *Limnocardium* STOLICZKA*Limnocardium syrmienne* R. HOERNES

Pl. IX, Fig. 33—34

Nous possédons un seul échantillon de cette espèce, que nous avons récolté dans le Pontien de Valea Putnei.

Cet échantillon offre la plus grande analogie avec les figures présentées par M. PAUCĂ, pour une forme provenant du bassin de Beiuș (M. PAUCĂ, « Le bassin néogène de Beiuș, *An. Inst. Geol. Rom.*, VII, p. 216, pl. VIII, Fig. 5; S. GILLET, 1943, p. 72, pl. V, Fig. 22).

Genre *Didacna* EICHWALD*Didacna subcarinata arcaeformis* WENZ

Pl. IX, Fig. 35—36

Cette forme est caractéristique pour le Pontien moyen (en Munténie, elle apparaît accompagnée, à Călugăreni, par exemple, par *Congeria rhomboidea*). Les échantillons figurés ici proviennent du Pontien de la Valea Putnei.

Ces échantillons sont identiques à ceux figurés et décrits — toujours de Călugăreni Valea Tare, par W. WENZ (1942, p. 132, pl. LXVII, Fig. 705—708).

Genre *Plagiodacna* ANDRUSSOW*Plagiodacna modiolaris* DESHAYES

Pl. IX, Fig. 37

Un seul échantillon, mais assez bien conservé, nous a été fourni par les dépôts pontiens de la Valea Putnei.

Cet échantillon est très ressemblant à la figure présentée, pour des matériaux provenant du Cimmérien de Kamychburun, par S. GILLET (1943, p. 78, Fig. 26 et pl. VI, Fig. 5—6).

Genre *Prosodacna* TOURNOUER*Prosodacna (Stylodacna) sturi* COBĂLCESCU

Pl. IX, Fig. 36, a—b

Plusieurs échantillons de cette espèce ont été récoltés dans les vallées de la Putna et du Milcov, ainsi qu'à Găuri et dans Valea Șușiței. Dans notre



région, cette espèce est trouvable surtout dans le Pontien; mais plus au S, à Arbănași—Călugăreni, elle montre une plus grande extension, montant jusque dans le Dacien supérieur.

Nos échantillons sont conformes à ceux provenant du Dacien de la Munténie, figurés par W. WENZ (1942, p. 125, pl. LXIV, Fig. 672—675).

Genre *Pseudoprosodacna* S. GILLET

Pseudoprosodacna aff. *eichwaldi* ANDRUSSOW

Pl. IX, Fig. 39 a—b

Cette forme est caractéristique pour le Pontien moyen; elle apparaît en Munténie, en compagnie de *Congerina rhomboidea*. Nos échantillons proviennent du Pontien des vallées du Milcov et de la Putna.

Ces échantillons sont très ressemblants à ceux figurés par S. GILLET et qui proviennent du Pontien de Bolgrad (U.R.S.S.) (v. S. GILLET, 1943, p. 87, pl. VI, Fig. 13, 14 a, 15, 15 a).

Genre *Cardium* LINNÉ

Cardium fittoni D'ORBIGNY

Pl. IX, Fig. 5

Nous possédons un seul échantillon de cette espèce, provenant de la base de la série marneuse sarmatienne de Valea Sărei. Cet échantillon est, par surcroît, incomplet. Néanmoins, l'ensemble de ses caractères ne laisse pas de doute qu'il s'agit de *C. fittoni*, tel qu'il a été figuré par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 166, pl. IX, Fig. 50 et pl. VIII, Fig. 34—37) qui se réfèrent à des échantillons provenant du Sarmatien.

Cardium quadripartitum KOLESNIKOW

Pl. IX, Fig. 6—7

Les échantillons de cette espèce, que nous avons récoltés dans la partie moyenne de l'horizon marneux du Sarmatien à Valea Sărei, sont assez defectueux pour inspirer, au premier abord, quelques doutes. Toutefois ils présentent bien des analogies avec ceux décrits et figurés par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 170, pl. IX, Fig. 34—35, 52) et qui sont originaires du Sarmatien.

Genre *Mactra* LINNÉ

Mactra fabreana D'ORBIGNY

Pl. X, Fig. 1—2

Nous avons récolté nos échantillons dans l'horizon marneux du Sarmatien à Valea Sărei.

Ils correspondent bien à la diagnose et aux figures présentées par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 144—145, pl. X, Fig. 1—6), concernant des matériaux provenant du Sarmatien.



Macra vitaliana D'ORBIGNY

Pl. X, Fig. 3—4

Nous avons trouvé de très nombreux échantillons dans la base de l'horizon calcaire du Sarmatien. Ils sont tellement abondants qu'il constituent, à Reghiu et Valea Sărei, de vrais calcaires organogènes.

Nos matériaux sont conformes à la diagnose et aux figures présentées par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 146—147, pl. XI, Fig. 1—3) et qui sont relatives à des échantillons provenant de Târgul-Frumos, Jitia, Râmnicul-Sărat, etc.

Macra eichwaldi LASKAREW

Pl. X, Fig. 5—6

C'est une forme relativement rare. Nous en avons récolté des échantillons en petit nombre dans la base de l'horizon calcaire du Sarmatien, à Reghiu et à Valea Sărei.

Ces échantillons sont en tout conformes à ceux décrits et figurés par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 155, pl. IX, Fig. 57) et qui proviennent du Sarmatien.

Macra podolica COBĂLCESCU (non EICHWALD)

Pl. X, Fig. 7—8

1935 *Macra podolica* COBALCESCU (non EICHWALD) en N. MACAROVICI, 1935, p. 497, pl. IV, Fig. 1—9

1940 *Macra podolica* EICHWALD, en SIMIONESCU et BARBU, 1940, p. 154, pl. XI, Fig. 34—37

Les formes décrites par SIMIONESCU et BARBU, de Repedea (dép. de Iași) sont les mêmes auxquelles se réfèrent aussi les figures présentées par COBĂLCESCU et celles de M. MACAROVICI. Comme il est certain que les échantillons qu'on peut récolter à Repedea ne peuvent être identiques à ceux décrits par EICHWALD, lesquels proviennent du Sarmatien inférieur, nous gardons la notation spécifique proposée par M. MACAROVICI.

Nos échantillons, récoltés dans la base de l'horizon gréso-calcaire du Sarmatien à Reghiu et à Valea Sărei, sont conformes à la description et aux figures données par GRÉGOIRE COBĂLCESCU (1883, pl. VIII, Fig. 7 a—b), relatives à des échantillons originaires du Sarmatien de Repedea.

Macra palasii BAILY

Pl. X, Fig. 9—11

Les échantillons en proviennent de l'horizon calcaire du Sarmatien à Reghiu et à Valea Sărei.



Ils sont conformes à la description et aux figures données par SIMIONESCU et BARBU (1940, p. 147—148, pl. X, Fig. 7—8) pour des formes provenant du Sarmatien.

Mactra crassicolis SINZOW

Pl. X, Fig. 12

De rares échantillons de cette espèce nous ont été offerts par le Sarmatien calcaire de Valea Sărei et de Reghiu.

Ces échantillons sont identiques à ceux figurés par SIMIONESCU et BARBU, du Sarmatien de Bisoca (1940, p. 152, pl. XI, Fig. 27—28).

Mactra caspia EICHWALD

Pl. XII, Fig. 1—7

De nombreux échantillons de cette espèce nous ont été fournis par la partie supérieure de l'horizon calcaire du Sarmatien à Reghiu, Valea Sărei, Câmpuri et Cașin.

C'est une forme à valves minces, triangulaires et crocher petit. Nos matériaux correspondent en tout à ceux décrits et figurés, du Sarmatien supérieur (voir N. MACAROVICI, 1940, p. 217, pl. I, Fig. 29—31).

Mactra alata N. MACAROVICI

Pl. XI, Fig. 6—10

Nos échantillons de cette espèce proviennent du Sarmatien supérieur de Cașin et de Câmpuri. Les valves y sont de petite taille, minces et à contour triangulaire.

Ces échantillons sont conformes au type qui est originaire du Sarmatien supérieur (voir N. MACAROVICI, 1940, p. 216—218, pl. I, Fig. 46—47).

Mactra orbiculata N. MACAROVICI

Pl. XI, Fig. 11—14

Nos échantillons, récoltés à Câmpuri, sont conformes au type de l'espèce déterminée par MACAROVICI sur des matériaux provenant du Sarmatien supérieur. Il y a une assez large variation de dimensions; les formes de petite taille rappellent *Mactra alata*.

Mactra bulgarica TOULA

Pl. XI, Fig. 15—20

Formes provenant du Sarmatien supérieur de Reghiu, de Valea Sărei, de Câmpuri et de Cașin, où elles se montrent caractéristiques pour cette subdivision.

Nos échantillons varient comme dimensions et contour, mais ils sont conformes dans leur ensemble à ceux qui ont été présentés par SIMIONESCU

et BARBU (1940, p. 150, pl. XI, Fig. 18—21, 25) et qui sont originaires de Balcic et aussi de Bisoca, dép. de Râmnicul-Sărat.

Voir aussi MACAROVICI, 1940.

Maetra bulgarica TOULA var. *bisocensis* SIMIONESCU

Pl. XI, Fig. 21—25

Cette variété est assez répandue dans le Sarmatien supérieur à Reghiu et à Valea Sărei; il y a des formes qui font passage vers le type.

Nos échantillons sont en tout conformes à la diagnose et aux figures, présentées par SIMIONESCU et BARBU, concernant des formes provenant du Sarmatien supérieur de Bisoca (dép. de Râmnicul-Sărat) et de Balcic.

Reçu le 10 décembre 1944.



BIBLIOGRAPHIE

- ANDRUSOV N. Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogen. I. Aktschagylschichten. *Mém. Com. Géol. (Russie)*, Vol. XV. Petersburg, 1902.
- Kritische Bemerkungen über das russische Neogen. *Zeitschr. der Gesellschaft d. Naturforsch.*, Bd. XXI. Kiew, 1909.
 - Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes. *Zvlástnik otisk. z. Vestui Ku Kral. Ces. Spol. Nauk.* T. II. Rae. 1927 Prague.
- ATANASIU I. Zăcămintele de lignit din Basinel Pliocenice dela Borsec. *Inst. Geol. Rom., Studii tehnice și econ.*, Vol. 3, Fasc. III. București, 1924.
- Contributions à la géologie des Pays Moldaves. *An. Inst. Géol. Rom.*, 20. Bucarest, 1940.
- ATHANASIU S. Clasificarea terenurilor neogene și limita între Miocen și Pliocen. *Volum jubilar « P. Poni »*. București, 1906.
- Asupra prezenței cenușelor andesitice în straturile sarmatice din partea de Sud a Moldovei. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 2, S. 126 (1910). București, 1911.
 - Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud. *An. Inst. Geol. Rom. Raport asupra activității*, 1908—1910. București, 1913.
 - Discuțiune asupra vârstei Formațiunii salifere din România. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, V. București, 1916.
 - Asupra prezenței lui Mastodon arvernensis Cr. et Job. în pietrișurile terasei superioare a Troțușului dela Copăceni în districtul Putna. Considerațiuni asupra vârstei teraselor superioare din basinel inferior al Troțușului. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, V. București, 1915—1916.
- ATHANASIU S. și PREDA D. Stratigrafia basinelului inferior al Troțușului. Elephas meridionalis din Pliocenul superior dela Pralea Căiuți. (Jud. Bacău). *An. Inst. Geol. Rom.*, 13. București, 1928.
- BOLGIU O. Neue Daten zur Geologie des Gebietes von Năruja-Andrieșul, Rumänien. *Mitteilungen des Alpenländischen geol. Vereins*, 35. Band, 1942. Wien, 1944.
- Sur la présence du Genre Cristaria Schumacher 1817 comme fossile dans le Pliocène de Roumanie. *Bul. de la sect. scient. Académie Roumaine*. Tome XXVII-ème No. 5. Bucarest, 1945.
 - Contribution à la Paléontologie du Pliocène de Roumanie. *Bul. de la sect. scient. Académie Roumaine*. Tome XXVII-ème. No. 6. Bucarest, 1945.
- BOTEZ G. Communication préliminaire des études géologiques faites dans le district de Putna. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, IV. Bucarest.
- Cercetări geologice în jud. Putna. *Raport asupra activității Institutului Geologic*, 1908—1910. București, 1913.
- COBĂLCESCU GR. Studii geologice și paleontologice asupra unor terenuri terțiare din unele părți ale României. *Mem. geol. Scol. Milit.*, Iași, 1883.



- COBĂLCESCU GR. Über die Geol. Beschaffenheit des Gebirges im Westen und Norden von Buzău. *Verh. der k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien*, 1885.
- CIOCÂRDEL R. Die pliozäne Fauna von Beciu-Arbănași (mit einer geol. Skizze und einer Tabelle (p. 449—455). *Z. deutsch. geol. Ges.* B. 95, Heft 9/10. Berlin, 30.XII.1943.
- Das Mio-Pliozän zwischen den Flüssen Trotuș und Milcov in der Moldau (Rumänien). *Mitteilungen des Alpenländischen Geologischen Vereins*, 35. Band, 1942. Wien, 1944.
- DAVID M. Cercetări geologice în Podișul Moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.*, 9, 1915—1920. București, 1922.
- DUMITRESCU I. Cercetări geologice în basinul Cașinului, basinul Șușiței și basinul Putnei. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, 29. București, 1946.
- Neogenul din regiunea Cașin-Haloș. *C. R. Inst. Géol. Roum. t. XXX* (sous presse).
- ENCULESCU I. Notă preliminară asupra unei cenușe vulcanice găsite în partea stângă a râului Siret în jud. Bacău. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, 1910, p. 112, București.
- FABIAN HANS-JOACHIM. Das Pliozän-Profil von Călugăreni-Tătaru in der Muntenia (Süd-rumänien). Mit 1 Tab. u. 1 Lageplan als Textabbildungen, p. 439—448. *Z. deutsch. geol. Ges.* Band 95, Heft 9/10. Berlin, 30.XII.1943.
- Über das Vorhandensein von Ober-Sarmat in der östlichen Muntenia (Süd-rumänien). *Z. deutsch. geol. Ges.* Band 95, Heft 9/10, p. 459. Berlin, 30.XII.1943.
- Zur Verbreitung von *Gabillotia mrazeci* WENZ im Süd-rumänischen Mäot., p. 460—461. *Z. deutsch. geol. Ges.* Band. 95. Heft 9/10. Berlin, 30.XII.1943.
- FILIPESCU M. G. Notă asupra unui tuf vulcanic asemănător tufului dacitic, în stratele meo-țiene dela Vălcănești, jud. Prahova. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, 1928—1929, p. 41. București, 1930.
- Cercetări geol. între V. Teleajen și V. Doftanei. București, 1934.
- GROZESCU H. Comunicare preliminară asupra geologiei munților Vrancei și Neogenului din jud. Putna. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 4. București, 1915.
- Asupra construcțiunii geologice a basinului râului Putna. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, V, 1913—1914, p. 92. București, 1916.
- Câteva date privitoare la raporturile dintre zona saliferă subcarpatică și Sarmatianul din jud. Bacău și Putna. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, V, 1913—1914. București, 1916.
- Observațiuni la comunicarea Domnului St. Mateescu: Structura geologică a flișului din Valea Putnei. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 17, 1928—1929. București, 1930.
- GILLET S. et DERVILLE H. Nouveau gisement d'un récif à *Nubecularia* à Cricov près de Chișinău. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, 5-e Série, t. I. Paris, 1931.
- GILLET S. Les *Limnocardiidés* des couches à *Congéries* de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, 4. București, 1943.
- ILIE D. M. Sur la tectonique de la zone mio-pliocène de la courbure des Carpates Orientales. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, 22, p. 37—41, 1943. Bucarest, 1938.
- ILIE D. M. et PAUCĂ M. Observations sur le Pliocène entre les vallées du Râmnicul Sărat et du Trotuș. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, 23, p. 46—50. Bucarest, 1940.
- IONESCU N. Note préliminaire sur le Tertiaire du Buzău et Râmnicul Sărat. *Annales scientifiques de l'Université de Jassy*, 7, 1912.
- JEKELIUS E. Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII. Bucarest, 1935.
- Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol.*, XXII. Bucarest, 1943.

- KARRER und SINZOW. Über das Auftreten des Foraminiferengenus Nubecularia im Sarmatischen Lande von Kischinow. *Sitzungsberichte J. K. Akad. der Wissensch. Wien.* Bd. 74, 1876.
- KREJCI-GRAF K. Die rumänischen Erdöllagerstätten. *Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie.* Stuttgart, 1929.
- KREJCI-GRAF K. und WENZ W. Landschnecken aus dem südrumänischen Pliozän. *N. Jrb. f. Min. etc.*, Beil. Bd. 64, Abt. B. 19 0, S. 427—450, m. 2 Taf. u. 2 Abb. Stuttgart, 1910.
- Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien). *Ztschr. d. Deutsch. Ges.*, 8, Heft 2, und 3, 1931.
- KREJCI-GRAF K. Parallelisierung des Südosteuropäischen Pliozäns. *Geol. Rundschau*, 23 Bd. 1932.
- KREJCI-GRAF K. und WETZEL W. Die Gesteine der rumänischen Erdölgebiete usw. *Arch. f. Lagerstättenforschung*, H. 62, m. 9. Taf. u. 10 Abb. Berlin, 1936.
- KREJCI-GRAF K. Zur Erdölhöflichkeit Rumäniens. Oel und Kohle, 40. Berlin, 1940.
- KELTERBORN P. und STRECKEISEN A. Pliozäne Andesittuffe am Aussenrand der rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.*, 19, S. 409—448, m. 4. Taf. und 6 Abb. Bucurest, 1938.
- KOLESIKOW V. P. Sarmatische Mollusken — Paläontologie d. U.R.S.S. *Akad. der Wissenschaft. d. U.R.S.S.* Bd. X, Tb. 2. Leningrad, 1935.
- Lucrările comisunii însărcinate cu studiul regiunilor petrolifere, Vol. I. București, 1904.
- MARTONNE EMM. DE. L'Évolution Morphologique des Alpes de Transylvanie. *Revue de géographie annuelle*, 1. Paris, 1906—1907.
- MACAROVICI N. Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie Méridionale. *Ann. Scientifiques de l'Université de Jassy*, 26, p. 177—404, Iași, 1940.
- Les Mactres sarmatiques de l'est et du sud de la Roumanie. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, T. 21. Iași, 1935.
- MACOVEI G. Asupra vârstei formațiunii salifere subcarpatice. *Dări de seamă, Inst. Geol., Rom.*, 5, p. 32. București, 1916.
- Curs de geologie stratigrafică cu privire specială la geologia României. *Impr. Fundațiile culturale «Principele Carol»*. București, 1925.
- Discuțiune la comunicarea domnului M. Paucă. *C. R. Inst. Geol., Roum.*, 22, p. 45. București, 1938.
- MATEESCU ST. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii colinelor subcarpatice din districtul R. Sărat. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 7, 1915—1916, p. 261—278. București, 1927.
- Cercetări geologice în zona externă a Carpaților Români. *An. Inst. Geol. Rom.*, 12. București, 1927.
- Relațiuni asupra cercetărilor geologice făcute în jud. Putna și R. Sărat în vara anului 1923. *Dări de seamă, Inst. Geol., Rom.*, 12, 1924. București, 1930.
- Structura geologică a culmei Răchitașului (jud. Putna). *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 17, p. 109—122. București, 1930.
- Structura geologică a Flișului din Valea Putnei. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 17, p. 132—136. București, 1930.
- Présentation de la carte géologique de la région de Vrancea, distr. Putna. *C. R. de l'Acad. des Sc. de Roumanie*, 2. Bucarest, 1937.
- La structure géologique de la dépression Vrancea. Distr. Putna. *C. R. de l'Acad. des Sc. de Roum.*, 2. Bucarest, 1938.
- MRAZEC L. Note sur un tuf andésitique des environs de Bacău. *Bul. soc. d. sc. Bucaresti* VII, No. 2, 1898, p. 201.



- MRAZEC L. u. TEISSEYRE W. Über Oligocaene Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau). Ein Beitrag zur Tektonik der rumänischen Karpathen. *Jahrb. d. k. u. k. Geol. Reichsanst.* Bd. LI, 1901. Wien.
- Aperçu géol. sur les form. salifères et le gis. de sel en Roumanie. *Monit. des Int. pétr.* No. 43—51. Bucarest, 1902.
- MRAZEC L. Despre rocele verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților români. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 2, p. 26—39, 1910. Bucarest, 1911.
- MRAZEC L. și VOITEȘTI I. P. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului Carpatic. *An. Inst. Geol. Rom.*, 5, p. 495—859, 1911. București, 1912.
- MURGEANU G. et FILIPESCU M. La zone du Grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpates entre le Cașin et la Zăbala. Communication, séance du 7 juin 1933. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, 21, (1932—1933). Bucarest, 1937. Cette étude ne figure pas dans ce volume; le travail est seulement cité avec la mention qu'il paraîtra dans un prochain numéro.
- MURGOCI G. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, fasc. I. Bucarest, 1904.
- NOTH R. Le chantier pétrolifère d'Arbănași. *Karpeke Institut-Geolozno-Naftowy.* Warszawa, 1935.
- PAUCĂ M. Sur la nature de la Mer Pontienne de l'intérieur et de l'extérieur des Carpates. *C. R. de l'Acad. des Sciences de Roum.*, 1, p. 133—135, 1936. Bucarest, 1936.
- La genèse des conglomérats. *Bull. de la section scient. de l'Acad. Roum.*, 18. Bucarest, 1937.
- Position tectonique de l'Eocène dans la chaîne carpatique du département de Putna. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, 22, p. 41—45. Bucarest, 1938.
- Contribution à la connaissance de la zone néogène comprise entre la Sușița et l'Oituz. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, 22. Bucarest, 1938.
- Empreintes de pas de Palmipèdes dans l'Helvétien carpatique du département de Putna. *Bull. Soc. Rom. de Géol.*, 5, p. 85—87. Bucarest, 1942.
- Cercetări geologice în Miocenul dintre Putna și Milcov. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 31. București, 1942.
- Asupra rețelei hidrografice și morfologiei regiunii dela curbura de SE a Carpaților. *Rev. Geogr. Rom.*, 5. București, 1942.
- PĂTRUȚ I. Discuțiune asupra comunicării d-lor Gr. Popescu și Fl. Olteanu despre « Breccia sării ». *Séance de l'Inst. Geol. du 21 janvier 1944.*
- POPESCU-VOITEȘTI I. Discuțiune relativă la vârsta sării. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 8. București, 1926.
- Evoluția geologico-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. al Univ. Cluj*, 5, No. 2, 1935.
- PROTESCU O. Cercetări geologice în regiunea subcarpatică a districtului Buzău. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 7, 1916.
- Structura geologică a regiunii « Buzăului » cuprinsă pe foile Beciu, « Scheia » și Ivăneșul. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 11. București, (1922—1923).
- Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Subcarpaților răsăriteni. *Inst. Geol. Rom., Studii tehnice și economice*, 3, Fasc. 6. București, 1929.
- PREDĂ D., POPESCU-VOITEȘTI I. și GROZESCU H. Clasificarea Mediteranului în România. Considerațiuni generale asupra vârstei Formațiunii salifere în România. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 7. București, 1917.
- PREDĂ D. Géologie de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, 2. Bucarest, 1917.
- Asupra vârstei cărbunilor din Moldova. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, 8 (1919—1920). București, 1926.



- PREDĂ D. Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, 10 București, 1925.
- RĂDULESCU N. Vrancea, Geografia fizică și umană. *Soc. Reg. Rom. de geografie. Studii și cercetări geografice*, 1. București, 1937.
- SEVASTOS R. Limita Sarmatianului, Meoșianului și Pontianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol. Rom.*, 9, p. 338. Bucurest, 1922.
- SIMIONESCU I. Contributions à la Géologie de la Moldavie *Annales scient. Univ. de Jassy*, 2, 1903.
- La faune sarmatique et tortonienne de la Moldavie. *Annales scient. Univ. de Jassy*, 2, 1903.
- SIMIONESCU I. et TEODORESCU V. Note préliminaire sur une faune pontique de Moldavie. *Ann. sc. de l'Univ. de Jassy*, 6, op. 68, Iași, 1910.
- SIMIONESCU I. Sur l'origine des conglomérats du Tertiaire carpatique. *Ann. sc. de l'Univ. Jassy*, 1910.
- SIMIONESCU I. et BARBU I. Z. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, 3. București, 1940.
- ȘTEFĂNESCU D. Discuțiune la comunicarea d-lui M. PAUCĂ. *C. R., Inst. Géol. Roum.*, 22. București, 1938.
- ȘTEFĂNESCU SABBA. Étude des terrains tertiaires de Roumanie. Contributions à la faune sarmatique, pontique et levantine. *Mem. Soc. géol. fr. Paléont.*, VI, Mém. 15, Fasc. 2 et 3. Paris, 1896.
- ȘTEFĂNESCU SABBA. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique. *Diss. Lille*, 1897.
- ȘTEFĂNESCU GR. Relațiune sumară pe anul 1884. *Anuarul Biroului Geologic*. Anul II, Bucurest, 1885.
- STRECKEISEN A. Tufuri daciene în jud. Prahova. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, 1938—1939, p. 150. București, 1930.
- TEISSEYRE W. Geologische Untersuchungen im Distrikt Buzău in Rumänien. *Verhandlungen d. geol. Reichsanst.*, 1897, v. XI, VII, p. 159—166.
- Zur Geologie der Bacăuer Karpathen. *Jahrbuch der k. u. k. Reichsanstalt*. 1897, Bd. 47, Heft 3 und 4. Wien, 1899.
- TEISSEYRE W. u. MRAZEC L. Das Salzvorkommen in Rumänien. *Oesterr. Zeitschr. Berg. u. Huttenw.* B. LI, p. 10. Wien, 1903.
- TEISSEYRE W. Beiträge zur neogenen Molluskenfauna Rumäniens, I-er Teil. *An. Inst. Geol. Rom.*, 1, 2. Bucurest, 1907.
- Über die mäotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen der östlichen Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, 2. Bucurest, 1908, 281—330.
- WENZ W. Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete. *Senckenbergiana*, 24, S. 1—293. Frankfurt a. M. 1942.





PLANCHE I



PLANCHE I

- 1—4. *Theodoxus (Calvertia) stefănescui* (FONT.); 1 = 3/1, 2—3 = 1/1, 4 = 3/1, Méotien; Valea Sării.
- 5—6. *Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus* (STEF.); 3/1, Dacien-Levantin inf.; Valea Milcovului et Valea Putnei.
- 7—12. *Theodoxus (Calvertia) trilineatus* n. sp.; 7 = 4/1, 8—9 = 1/1, 10 = 4/1, 11—12 = 2/1, Pontien sup.-Dacien inf.; Valea Milcovului et Valea Putnei.
13. *Hydrobia elongata* EICHW.; 3/2, Bessarabien; Valea Sării.
14. *Hydrobia substriatula* SINZ.; 4/1, Bessarabien; Valea Sării.
15. *Hydrobia immutata* FRAUENF.; 4/1, Bessarabien; Valea Sării.
16. *Hydrobia bicristata* SIM.; 4/1, Bessarabien; Valea Sării.
- 17—18. *Hydrobia vitrella* STEF.; 17 = 4/1, 18 = 4/1, Méotien; Valea Sării.
19. *Hydrobia grandis* COB.; 4/1, Dacien sup.-Levantin inf.; Valea Milcovului.
20. *Melanopsis (Melanopsis) pterochila* BRUS.; 2/1, Dacien inf.-Levantin sup.; Valea Putnei;
- 21—22. *Melanopsis (Melanopsis) decollata* STOL.; 21 = 1/1, 22 = 3/2, Pontien; Valea Putnei.
- 23—24. *Lithoglyphus acutus decipiens* BRUSINA; 23 = 2/1, 24 = 2/1, Pontien moyen-Levantin; Valea Putnei.
- 25—27. *Lithoglyphus rumanus* STEF.; 25 = 1/1, 26 = 2/1, 27 = 3/1, Pontien; Valea Putnei.
- 28—29. *Buccinum nasutum* KOL.; 28 = 1/1, 29 = 3/2, Bessarabien; Valea Sării.
- 30—31. *Pirenella cuspidata* (ANDR.); 30 = 1/1, 31 = 2/1, Méotien; Valea Flămânda-Câmpuri.
32. *Pirenella disjuncta* SOW.; 3/2, Sarmatien; Dealul China.
33. *Cerithium andreszejowski* FRIEDB.; 1/1, Bessarabien; Valea Sării.
34. *Akburunella maturatis* KOLES.; 2/1, Bessarabien; Valea Sării.
35. *Akburunella carabinica* KUDR.; 2/1, Bessarabien; Valea Sării.
- 36—37. *Buccinum duplicatum* SOW.; 36 = 1/1, 37 = 3/2, Bessarabien, Valea Sării;
38. *Clausilia* cf. *moldavica* SIM.; 2/1, Méotien; Câmpuri-Valea Sușița.
39. *Lymnaea* sp.; 1/1, Levantin; Valea Milcovului.



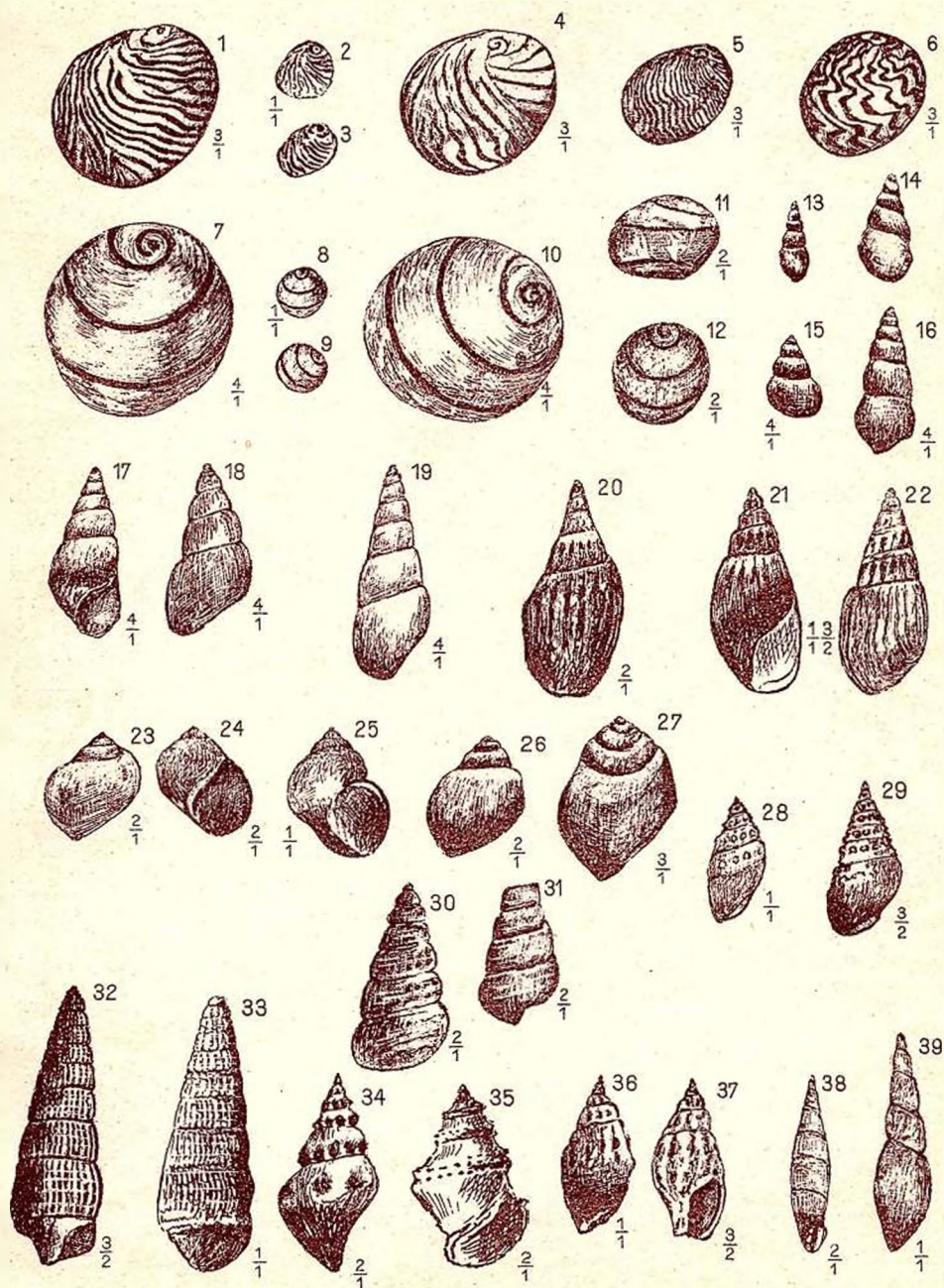


PLANCHE II



PLANCHE II

- 1—2. *Radix (Velutinopsis)* cf. *velutina* (DESHAYES); 1/1, Bessarabien — horizon d'eau douce; Valea Sușița-Câmpuri.
3. *Radix* sp.; 1/1, Bessarabien — horizon d'eau douce; Valea Reghiu d. O. BOLGIU.
4. *Viviparus moldavicus* WENZ.; 1/1, Méotien; Valea Milcovului.
5. *Viviparus* sp.; 1/1, Bessarabien — horizon d'eau douce; Valea Reghiu d. O. BOLGIU.
6. *Viviparus neumayri neumayri* (BRUS.); 1/1, Potien; Valea Putna.
7. *Campylaea (Dinarica) tutovana* SEVASTOS; 1/1, Méotien inférieur; Valea Flămâda-Câmpuri.
- 8—10. *Tacheocampylaea (Mesodontopsis) doderleini* BRUS.; 1/1, Dacien; Valea Sușița.
- 11—12. *Eobania vermiculata vermiculata* (O. F. MUELLER); 1/1, Levantin inférieur; Valea Milcovului.
13. *Chilostoma (Drobacia) maeotica* WENZ.; 1/1, Méotien inférieur.
- 14—15. *Planorbarius thiollieri* (MICAUD); 1/1, Méotien; Valea Putnei.
16. *Gyraulus (Gyraulus) rumanus* WENZ.; 2/1, Méotien; Valea Haloșul-Mare—Cașin.
17. *Gyraulus (Gyraulus)* cf. *quadrangulus* NEUMAYR; Levantin inférieur; Valea Milcovului.
18. *Planorbarius sulekianus* (BRUS); 1/1, Levantin inférieur; Valea Milcovului.
- 19—21. *Anisius (Spiralina) vortex* LINNÉ; 1/1, Levantin inférieur; Valea Putnei.
- 22—24. *Planorbarius corneus* (LINNÉ); 1/1, Levantin; Valea Sușiței.
- 25—26. *Helicopsis (Helicopsis)* cf. *cereoflava praecursor* (WENZ); 1/1, Levantin inférieur; Valea Milcovului.



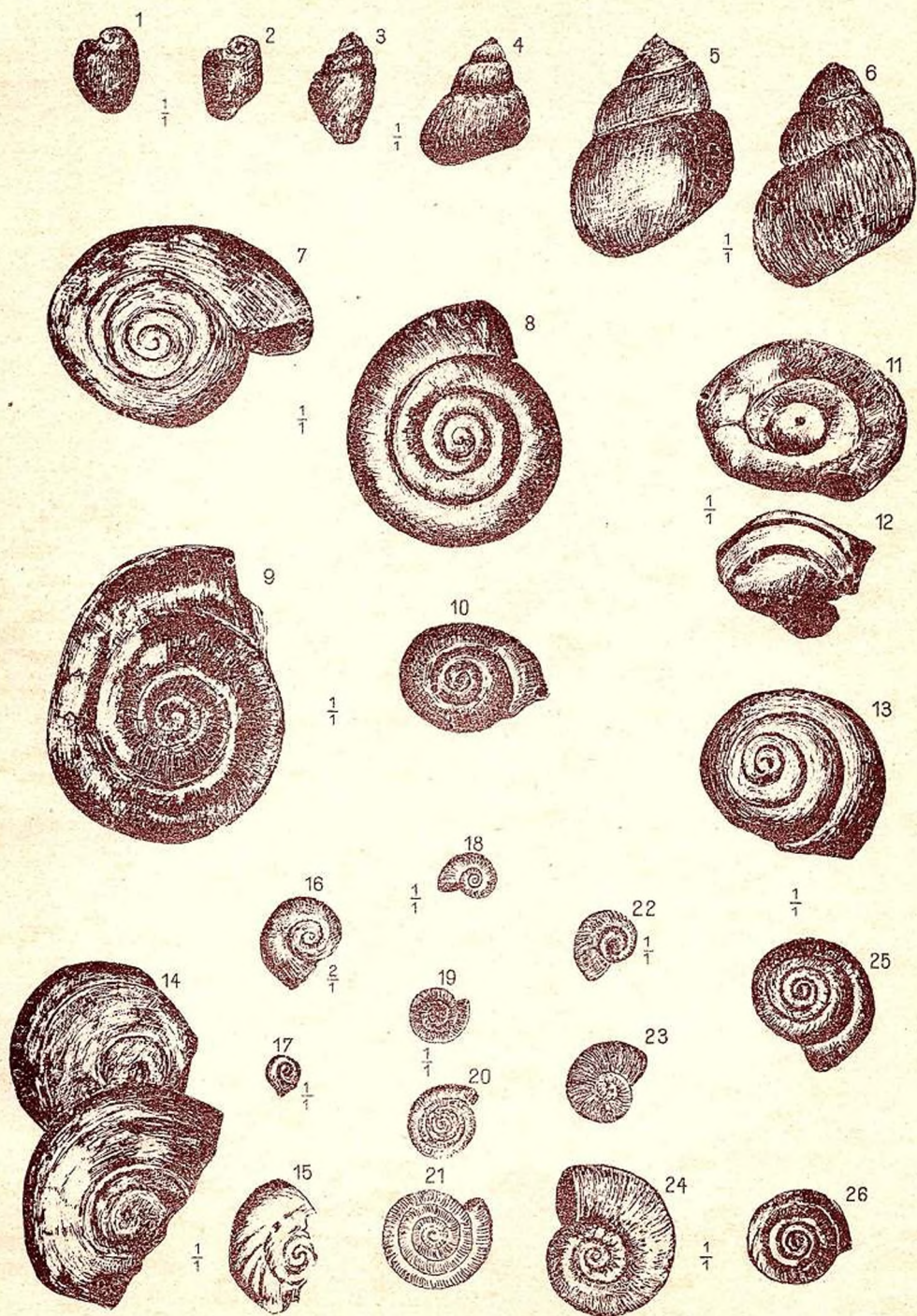


PLANCHE III



PLANCHE III

- 1— 2. *Helix (Helix) mrazeci* SEVASTOS; 1/1, Méotien; Valea Milcovului.
- 3— 6. *Cepaea kregicii* WENZ; 1/1, Méotien; Valea Flămâda-Câmpuri.
- 7— 9. *Campylaea (Faustina) cf. faustina* (ROSS); 1/1, Levantin; Valea Milcovului.
- 10. *Helix (Vallonia) subpulchella* SAND.; 1/1, Sarmatien sup.; Valea Reghiu.
- 11. *Helix (Helix) lucorum supralevantina* WENZ; 1/1, Levantin sup.; Valea Milcovului.
- 12. *Helix (Helix) lutescens* ROSS.; 1/1, Levantin sup.; Valea Sușița.
- 13. *Barbotella hoernesii* var. *tenuicostatus* PAVL. et RADOV.; 3/2, Bessarabien; Valea Sării.
- 14—15. *Barbotella intermedia* RAD. et PAVL.; 3/2, Bessarabien; Valea Sării.



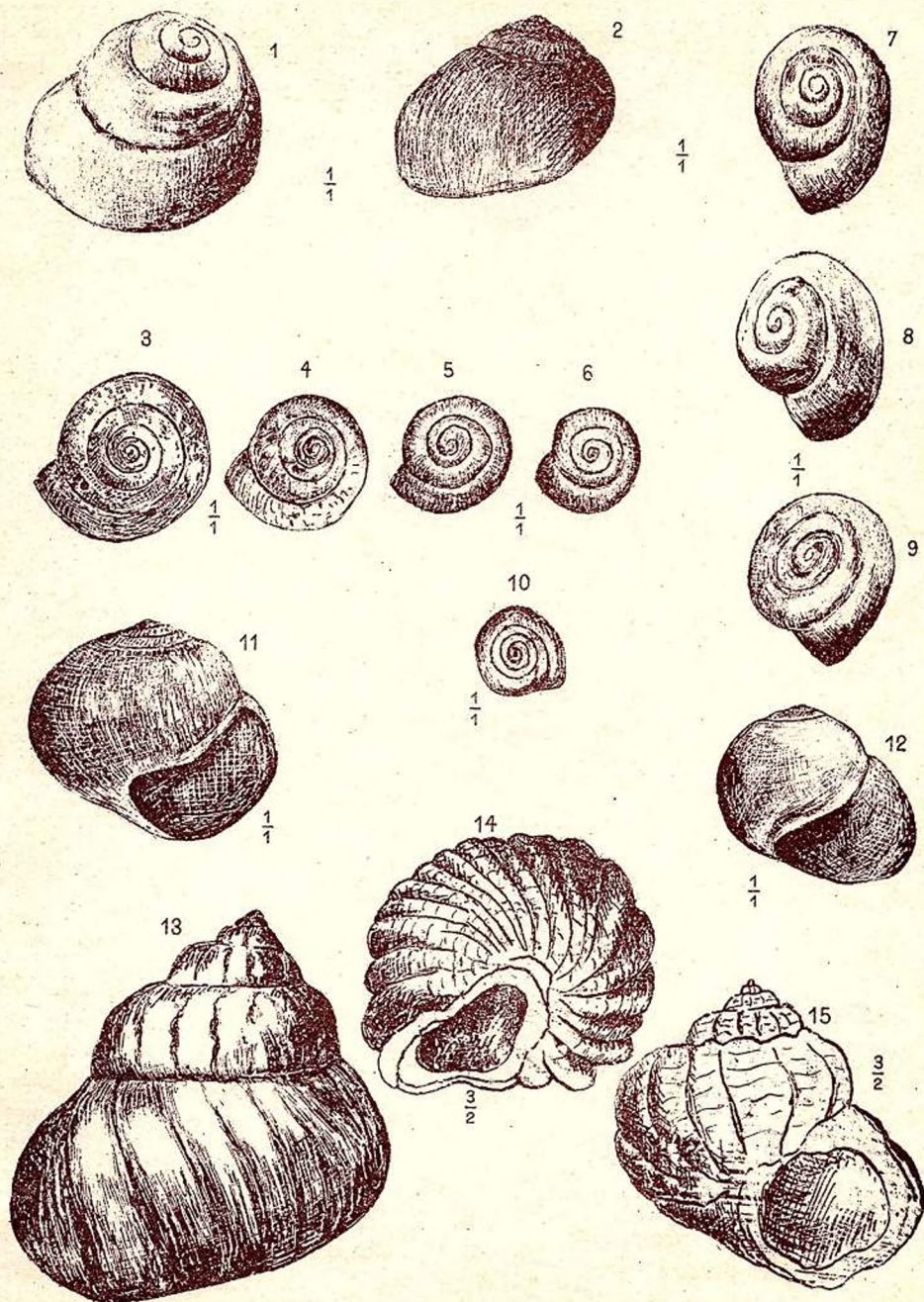


PLANCHE IV



PLANCHE IV

1. *Hyriopsis krejci* WENZ; 1/1, Dacien; Valea Milcovului.
2. *Hyriopsis krausi* WENZ; 1/1, Pontien; Valea Păstrava-Găuri.



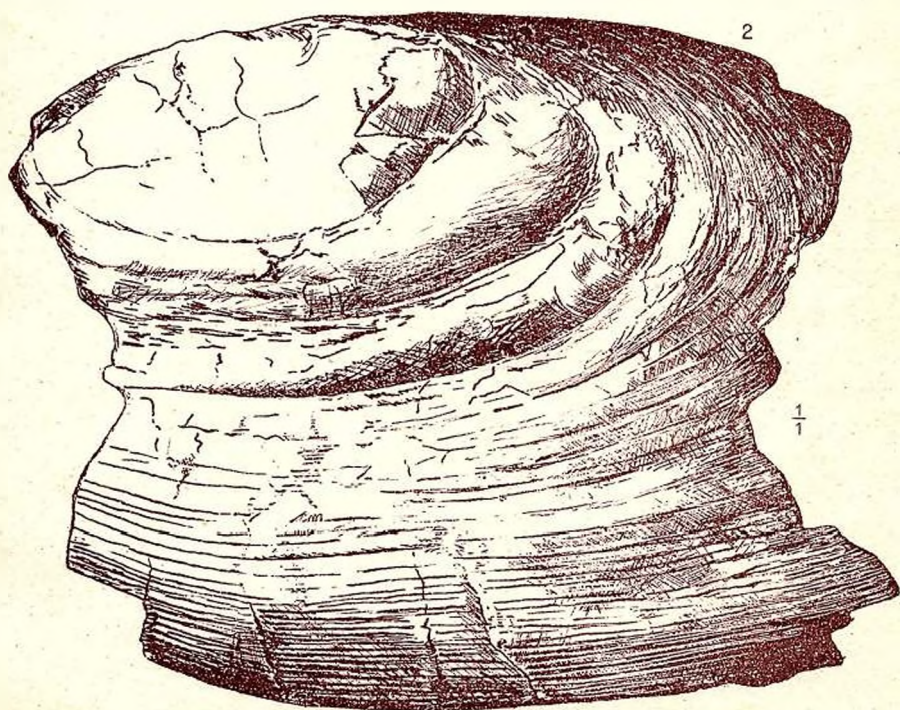
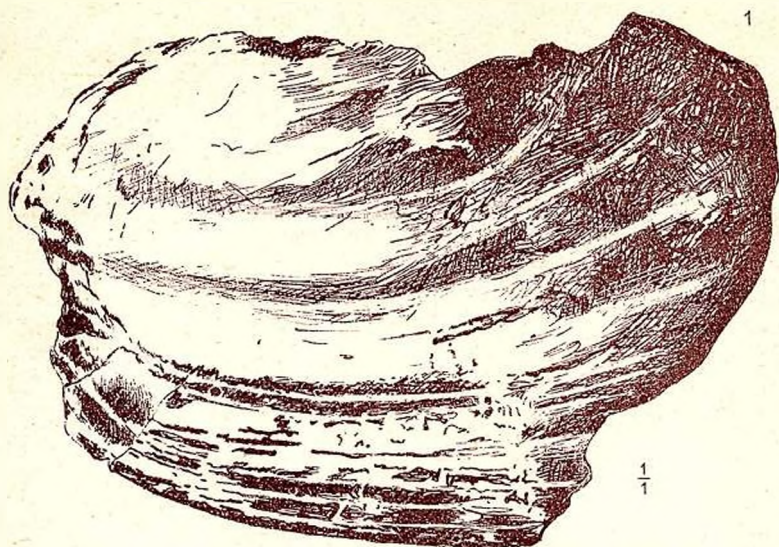


PLANCHE V



PLANCHE V

1. *Cristaria macoveii* BOLGIU; 1/1, Pontien; Găuri-Valea Păstrava; d. O. BOLGIU.
2. *Cristaria rostrata* BOLGIU; 1/1, Pontien; Găuri-Valea Păstrava; d. O. BOLGIU.
3. *Anodonta pseudochiria* SINZ.; 1/1, Pontien; Valea Milcovului.
4. *Anodonta voiteştii* n. sp.; 1/1, Sarmatien -- horizon avec faune d'eau douce; Valea Reghiu.





PLANCHE VI



PLANCHE VI

- 1—3. *Anodonta maeotica* BOLGIU; Méotien; Valea Milcovului. — 1 et 2
d. O. BOLGIU.
4. *Anodonta* cf. *sublaevis* SIN.; Pontien; Valea Milcovului.
5. *Anodonta sarmatica* n. sp.; Sarmatien supérieur; Valea Sușitei.



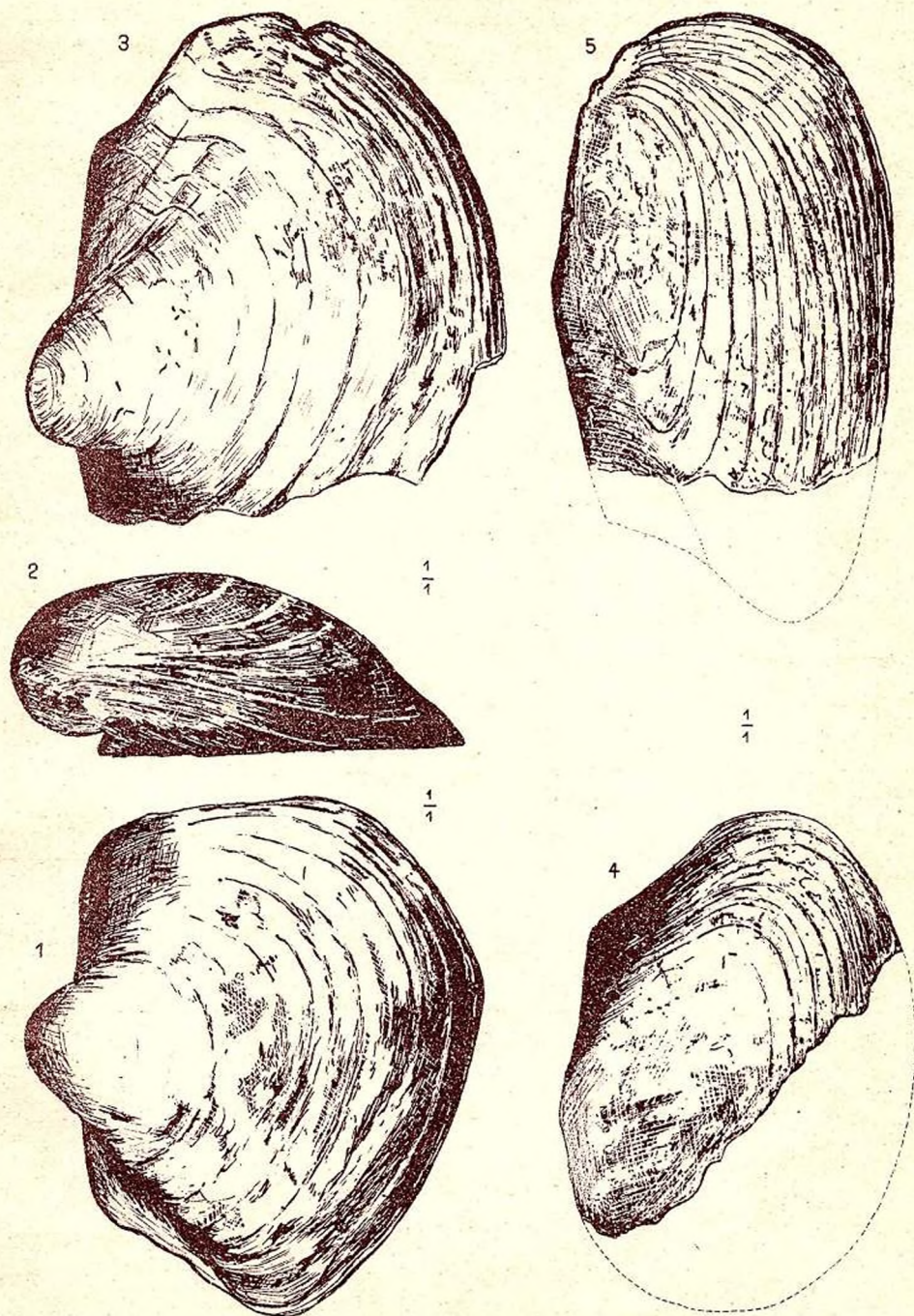


PLANCHE VII



PLANCHE VII

1. *Unio simionescui* BOLGHIU; Bessarabien — horizon d'eau douce; Valea Reghiu.



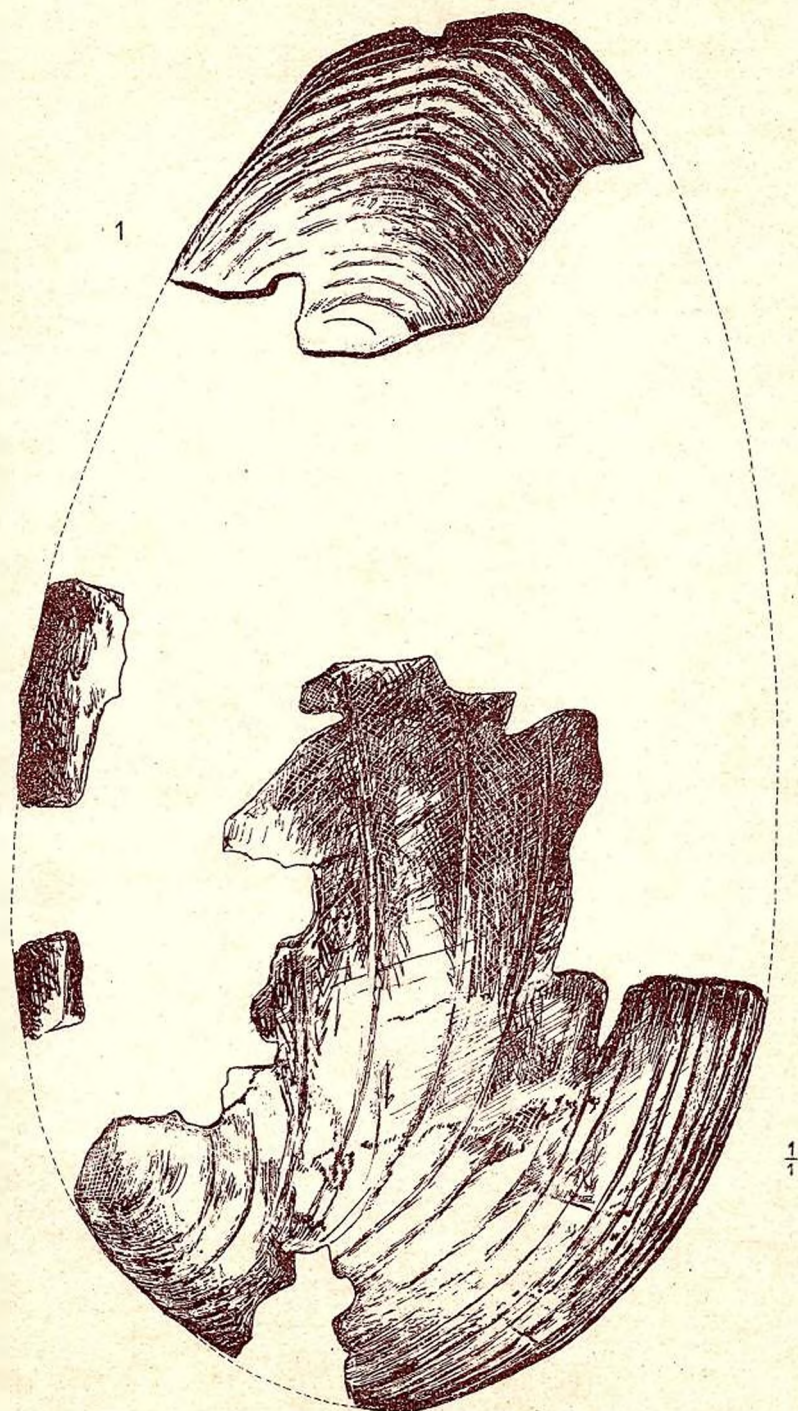


PLANCHE VIII



PLANCHE VIII

1. *Unio wetzleri* DUNKER; 1/1, Méotien inférieur; Valea Vânătoru-Câmpuri.
2. *Unio wetzleri* DUNKER; 1/1, Pontien; Valea Milcovului.
- 3—5. *Unio rumanus* TOURN.; 1/1, 3—4 Méotien; 5 Dacien; Valea Milcovului.
- 6—8. *Psilunio (Psilunio) subhoernesi* (SINZOW); Méotien 1/1; Valea Milcovului.
9. *Unio subatazus* TEISSEYRE; 1/1, Moulage interne; Méotien inférieur; Valea Vânătoru-Câmpuri.
- 10—11. *Psilunio (Psilunio) subrecurvus* (THEISSEYRE); 1/1, Méotien; Valea Milcovului.



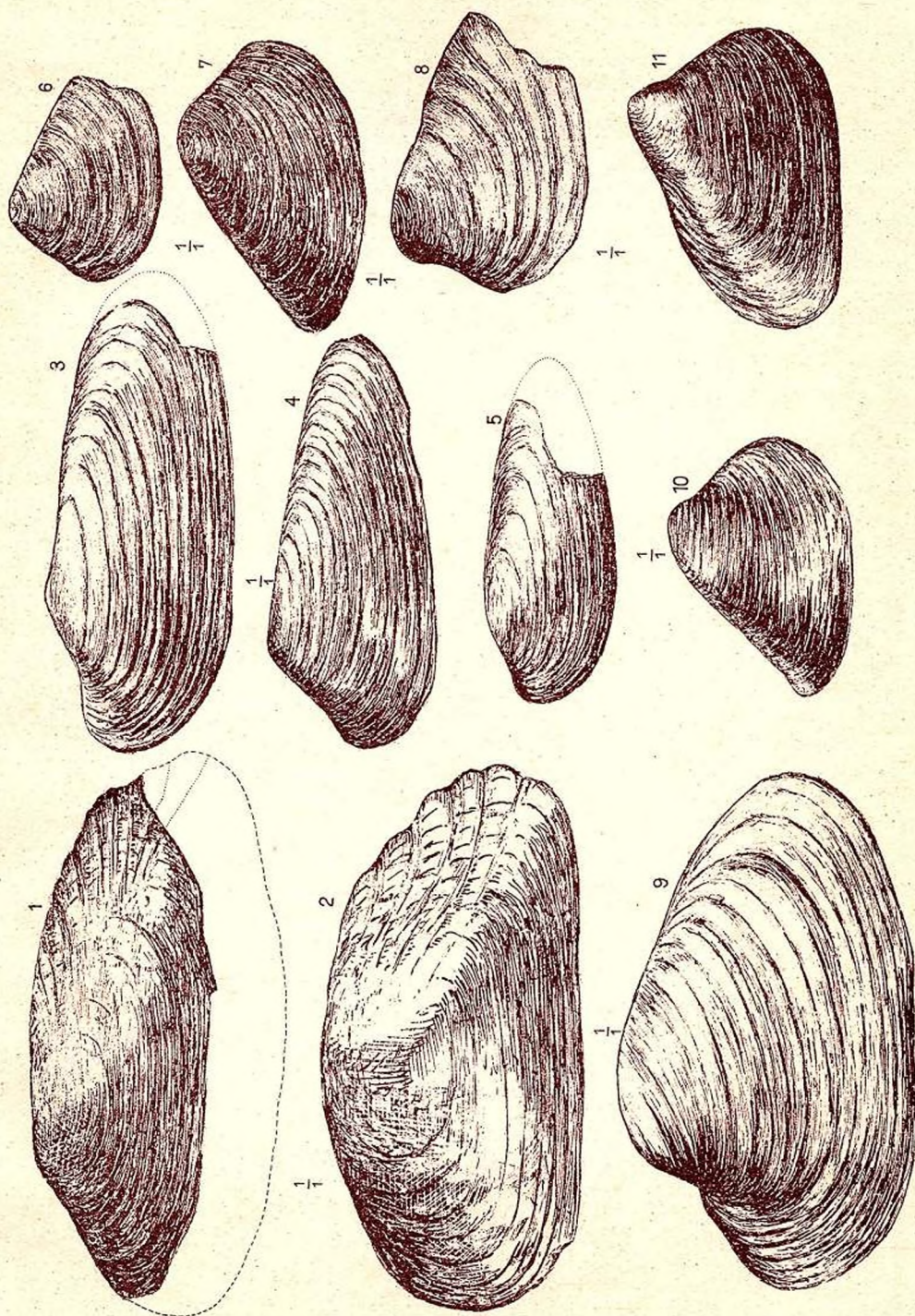


PLANCHE IX



PLANCHE IX

- 1— 2. *Psilunio* (*Psilunio*) *craiovensis slănicensis* (TEISS.); 1/1, Dacien; Valea Milcovului.
3. *Unio* sp.; 1/1, Pontien; Valea Milcovului.
4. *Scorbicularia* (*Syndesmonia*) *tellinoidea* SINZ.; 1/1, Pontien; Valea Milcovului.
5. *Cardium fittoni* D'ORB.; 1/1, Sarmatien; Valea Sării.
- 6— 7. *Cardium quadripartitum* KOL.; 1/1, Sarmatien; Valea Sării.
- 8—10. *Congeria novorossica* SINZ.; 1/1, Méotien; Valea Milcovului.
- 11—18. *Congeria neumayri* var. *moldavica* ANDR.; 1/1, Sarmatien; Valea Sării.
- 19—24. *Congeria panticapaea panticapaea* ANDR.; 1/1, Méotien; Valea Milcovului.
- 25—26. *Congeria panticapaea tournoueri* ANDR.; 1/1, Méotien; Valea Milcovului.
- 27—30. *Dreissena polymorpha* (PALLAS); 27—29 = 1/1, 30 = 2/1, Dacien sup.-Levantini inf.; Valea Milcovului et Valea Putnei.
- 31—32. *Monodacna* (*Pseudocatillus*) *pseudocatillus* (BARBOT DE MARNY); 1/1, Pontien; Valea Păstrava-Găuri.
- 33—34. *Linnocardium syrmienne* R. HOERNES; 1/1, Pontien; Valea Putnei.
- 35—36. *Didacna subcarinata arcaeformis* WENZ; 1/1, Pontien; Valea Putnei;
37. *Plagiodacna modiolaris* DESHAYES; 2/3, Pontien; Valea Putnei.
- 38 a-b. *Prosodacna* (*Stylodacna*) *sturi* COB.; 1/1, Pontien; Valea Milcovului.
- 39 a-b. *Pseudoprosodacna* aff. *eichwaldi* ANDR.; 1/1, Pontien; Valea Putnei.



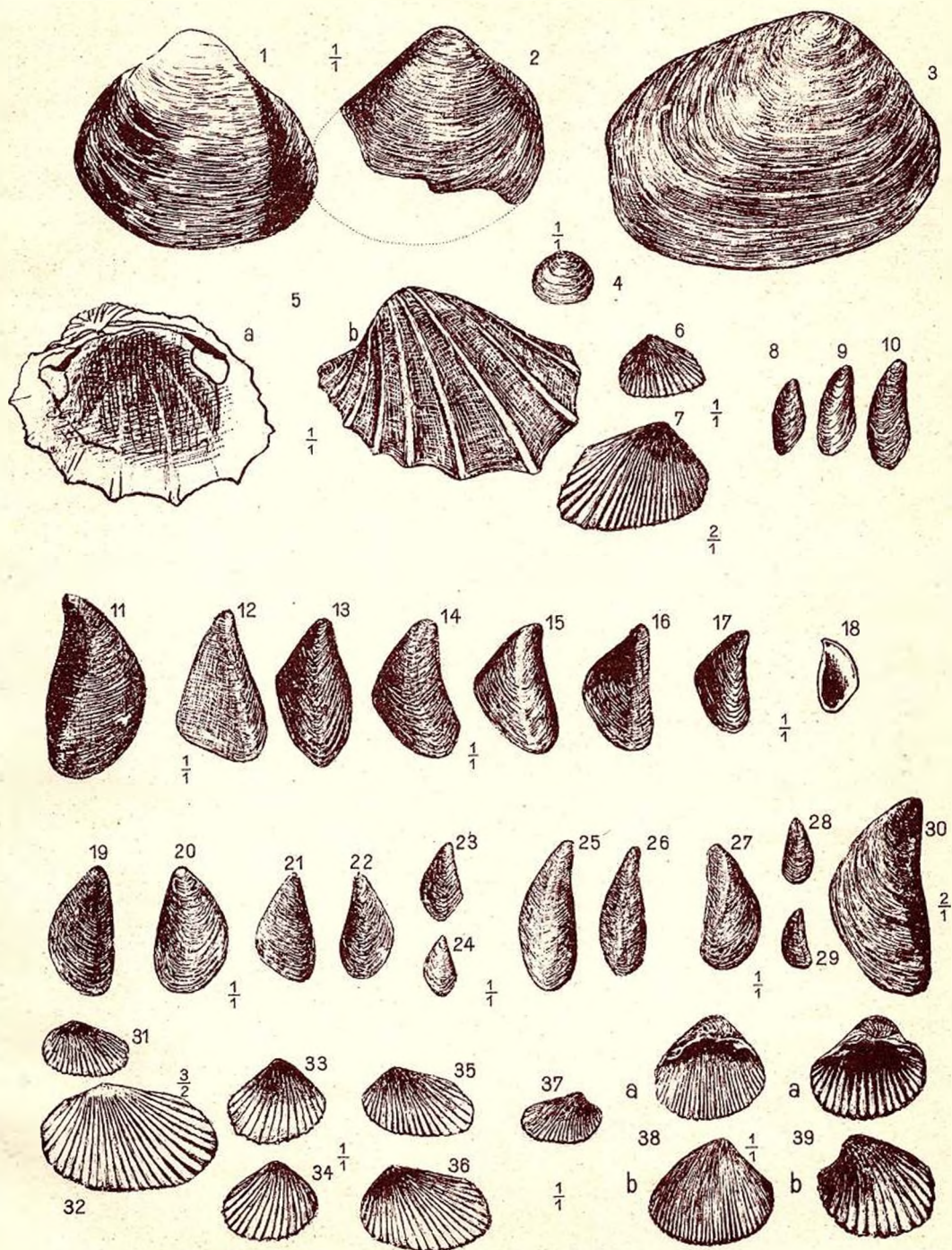


PLANCHE X



PLANCHE X

- 1— 2. *Mactra fabreana* D'ORB.; 1/1, Sarmatien moyen; Valea Sării.
3— 4. *Mactra vitaliana* D'ORB.; 1/1, Sarmatien moyen; Valea Sării.
5— 6. *Mactra eichwaldi* LASK.; 1/1, Sarmatien moyen; Valea Reghiu.
7— 8. *Mactra podolica* COB. non EICHW.; 1/1, Sarmatien moyen; Valea Reghiu.
9— 11. *Mactra palasii* BAILY; 1/1, Sarmatien moyen; Valea Sării.
12. *Mactra crasicolis* SINZ; 1/1, Sarmatien moyen; Valea Milcovului.



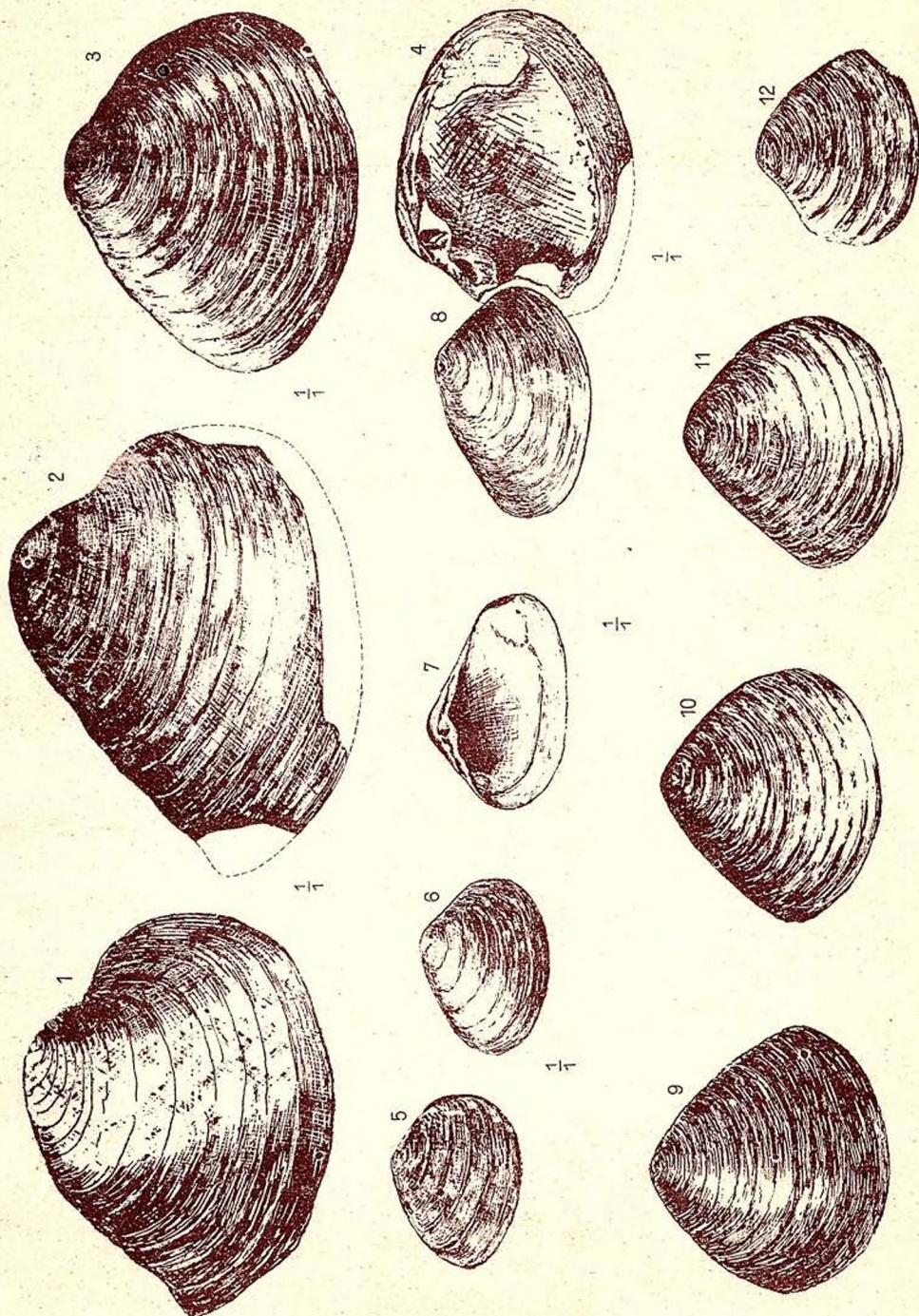


PLANCHE XI



PLANCHE XI

- 1—5. *Mactra intermedia* N. MAC.; 1/1, Sarmatien supérieur; Valea Sușiței.
6—10. *Mactra alata* N. MAC.; 1/1, Sarmatien supérieur; Valea Cîmineșu-Câmpuri.
11—14. *Mactra orbiculata* N. MAC.; 1/1, Sarmatien supérieur; Valea Crîmineșu-Câmpuri.
15—20. *Mactra bulgarica* TOULA; 1/1, Sarmatien supérieur; Valea Reghiu.
21—25. *Mactra bulgarica* var. *bisocensis* SIM.; 1/1, Sarmatien supérieur; Valea Putnei.



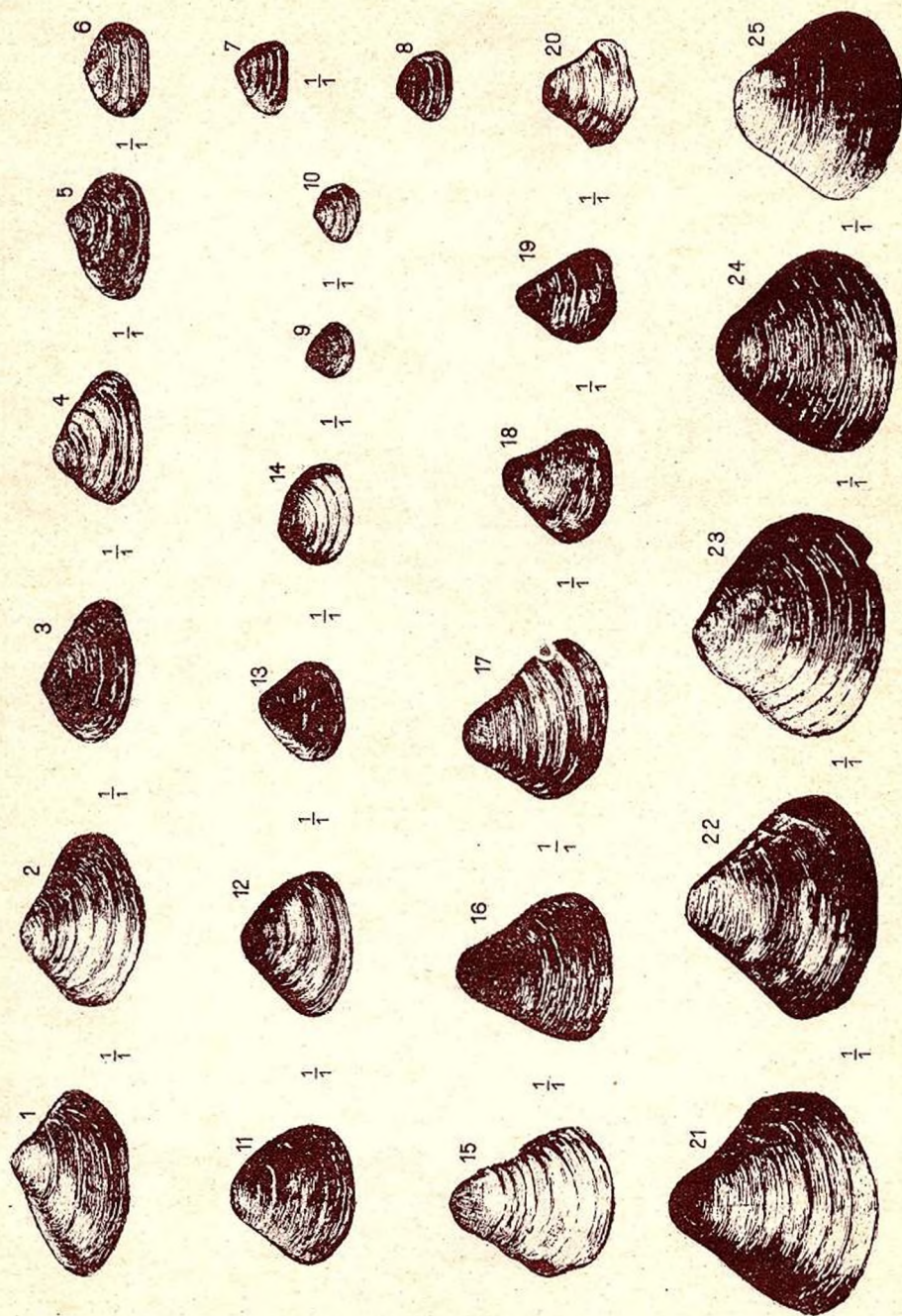


PLANCHE XII



PLANCHE XII

1—7. *Mactra caspia* EICHW.; 1/1, Sarmatien supérieur; 1—3 Dobrotar
Câmpuri; 4—7 Valea Milcovului.



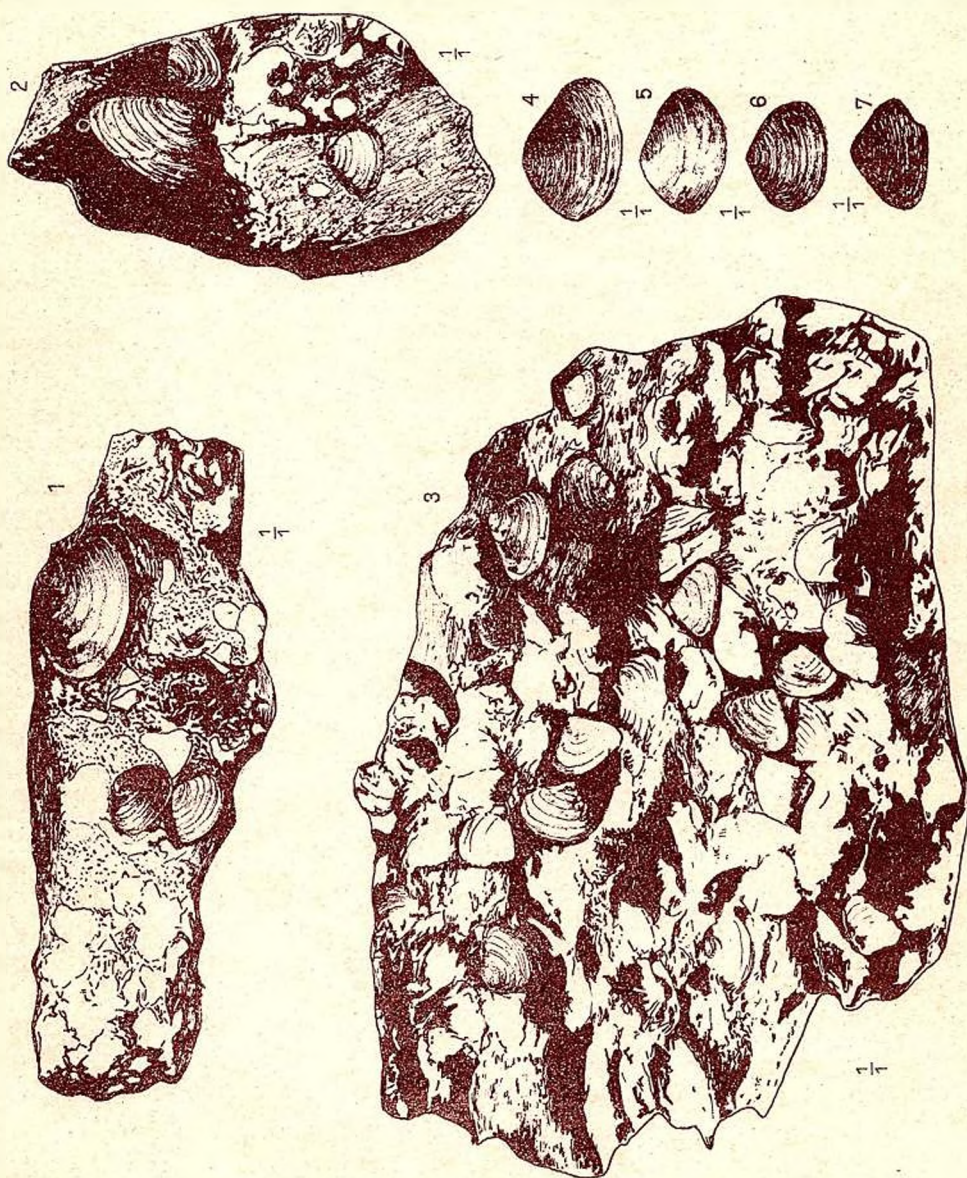


PLANCHE XIII

E R R A T A

Les figures de la planche XIII appartiennent à la planche XIV,
tandis que la fig. 1 de la planche XIV représente la planche XIII.

PLANCHE XIII

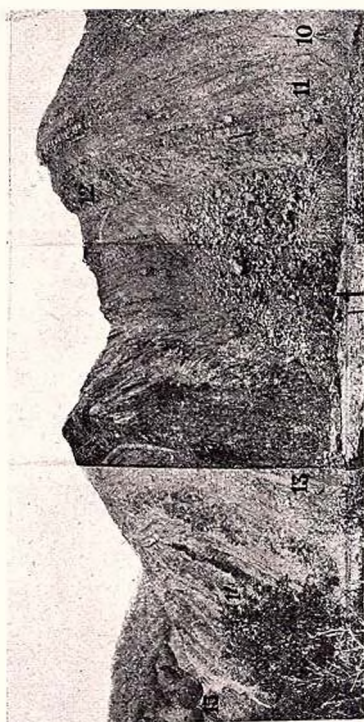
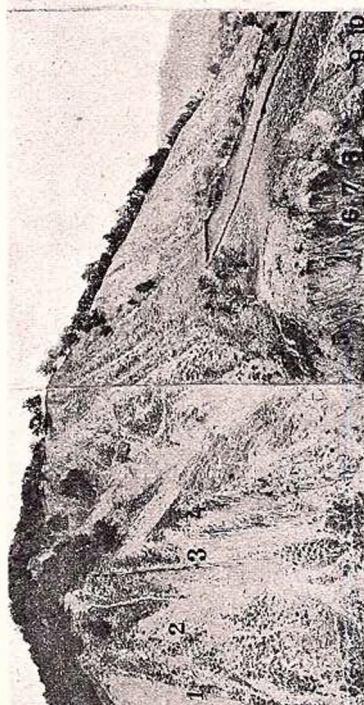
La Valea Putnei entre la Valea Sării et Colacul 1—15 poits fossilifères.

1. *Macra fabreana* D'ORB., *Macra crassicolis* SINZ., *Barbotella intemediar* RADL., *B. hoernesi* var. *tenuicostatus* PAVL., *Congerina neumayri moldavica* ANDR., *Buccinum nasutum* KOL., *B. duplicatum* SOW., *Akburunella maturatis* KOL., *A. carabinica* KUDR., *Cerithium andrejowski* FRIEDB.
2. *Hydrobia substriatula* SINZ., et restes de Poissons.
3. *Hydrobia immutata* FRAUEN.
4. *Hydrobia elongata* EICHW., *H. friedbergi* SIM.
5. *Cardium quadripartitum* KOL., *Hydrobia bicristata* SIM.
6. *Macra vitaliana* D'ORB., *M. palasii* BAILY.
7. Horizon avec faune d'eau douce; *Unio simionescui* BOLGIU (quelques débris).
8. *Macra podolica* SIM. non EICHW., *M. eichwaldi* LASK.
9. *Macra palasii* BAILY, *M. crassicolis* SINZ., *M. bulgarica* var. *bisocensis* SIM.
10. *Macra palasii* BAILY, *M. bulgarica* TOULA.
11. *Macra bulgarica* TOULA *M. palasii* BAILY.
12. *Macra bulgarica* var. *bisocensis* SIM., *M. bulgarica* TOULA, *M. caspia* EICHW.
13. *Macra caspia* EICHW., *M. intermedia* N. MAC., *M. bulgarica* TOULA.
14. Banc à marne rouge.
15. Couches d'Andrieşul.



R. Ciocârbel: Le Néogène du dép. de Putna

Pl. XIII



Anuarul Institutului Geologic al Academiei R.P.R. Vol. XXIII.

PLANCHE XIV

10°

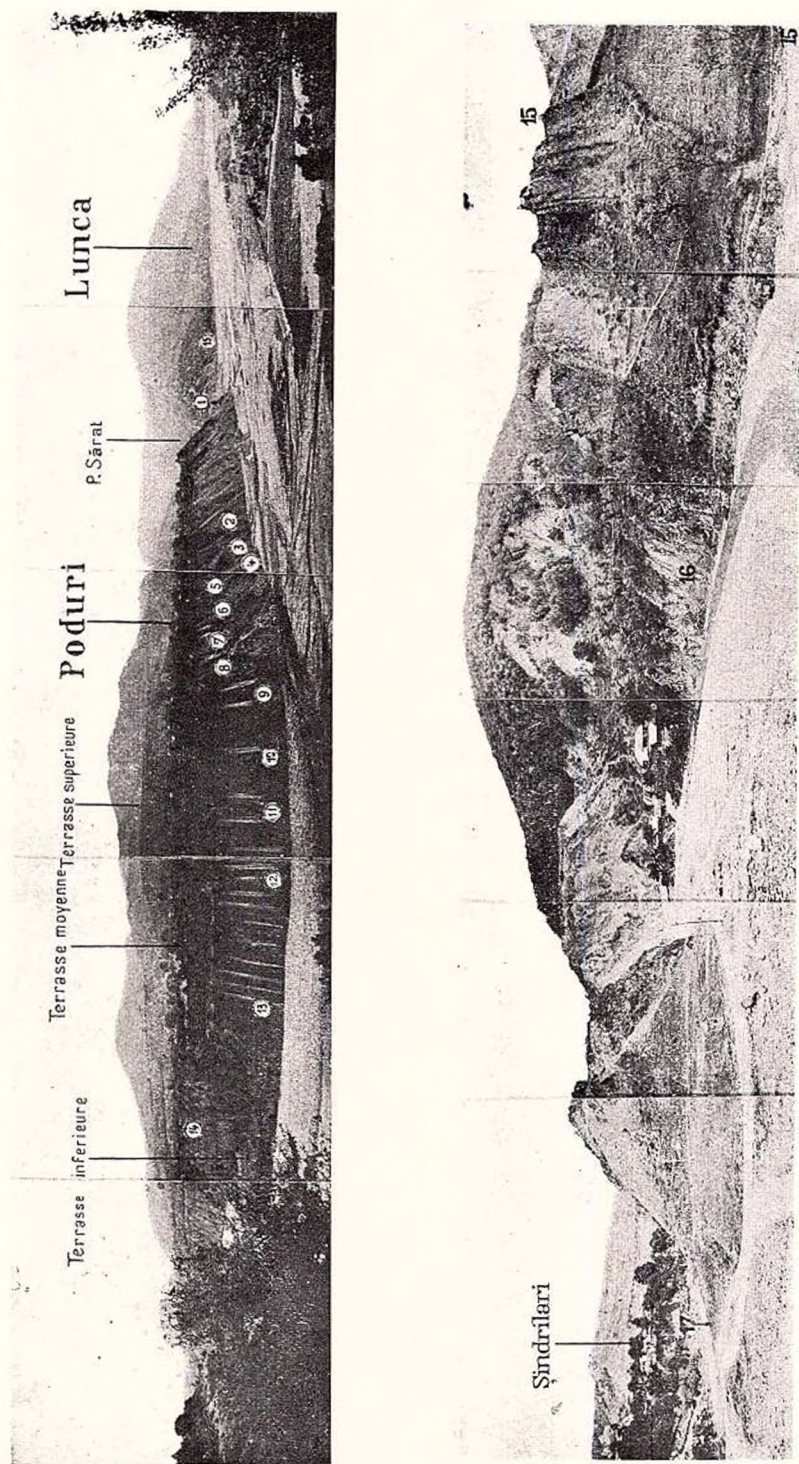


Institutul Geologic al României

PLANCHE XIV

La Valea Putnei Reghiu au confluent du râul Milcov, 1—17 pois fossilifères.

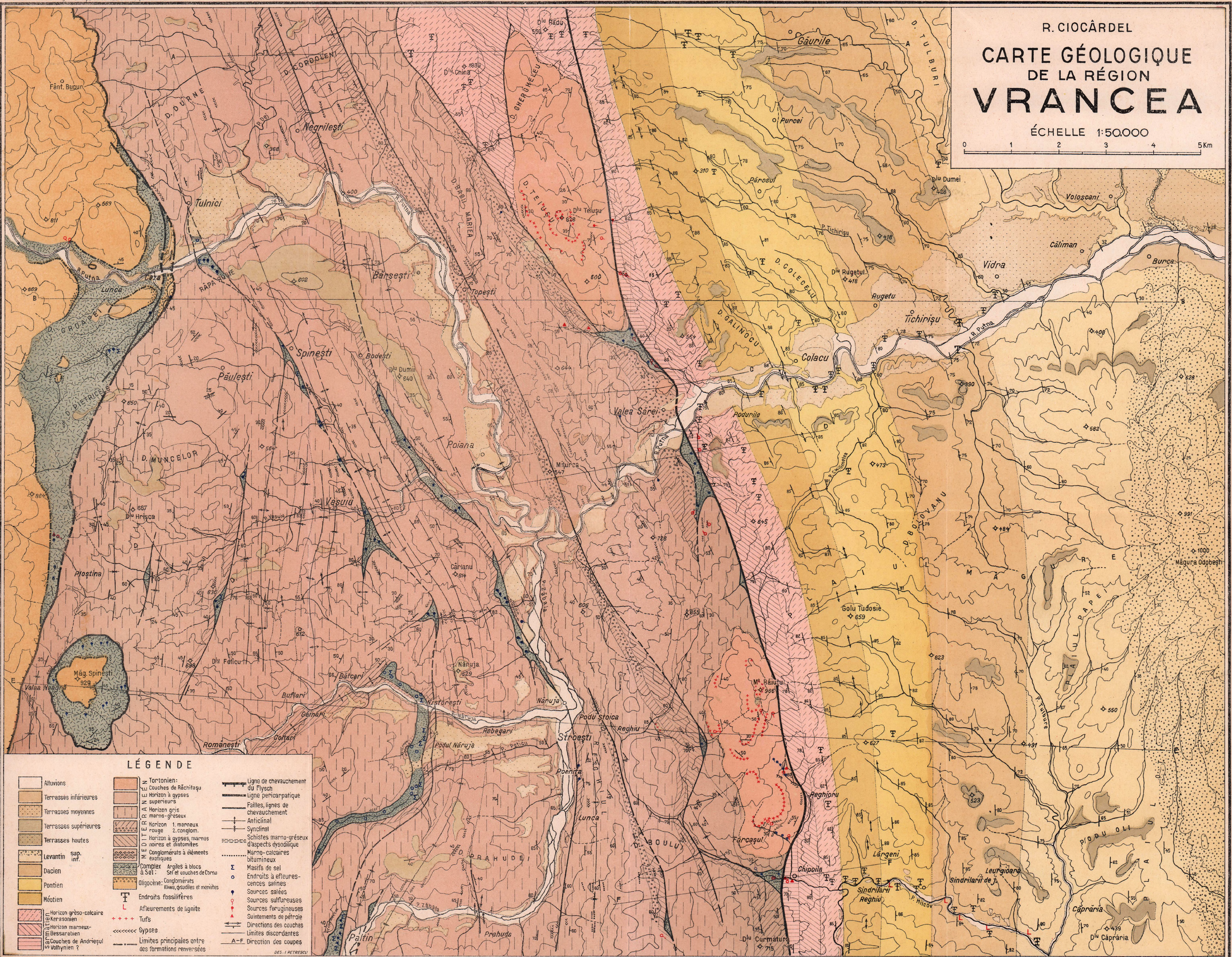
1. *Mastra vitaliana* D'ORB., *Mastra palasii* BAILLY.
2. *Cerithium* sp., *Mastra vitaliana* D'ORB.
3. Horizon avec faune d'eau douce; *Unio simionescui* BOLGIU, *Anodonta voiteştii* CIOC.; *Anodonta sarmatica* CIOC., *Viviparus* sp., *Radix* sp., *Radix* (*Velutinopsis*) cf. *velutina* (DESH.).
4. *Mastra podolica* SIM. non EICHW., *M. eichwaldi* LASK.
5. *Mastra palasii* BAILY, *M. crassicolis* SINZ., *M. bulgarica* var. *bisocensis* SIM.
6. *Mastra palasii* BAILY, *M. bulgarica* var. *bisocensis* SIM.
7. *Mastra bulgarica* TOULA, *M. bulgarica* var. *bisocensis* SIM., *Helix* sp.
8. *Mastra bulgarica* var. *bisocensis* SIM., *M. Palasii* BAILY.
9. *Mastra palasii* BAILY.
10. *Mastra palasii* BAILY.
11. *Mastra caspia* EICHW., *M. supernaviculata* N. MAC., *M. orbiculata* N. MAC., *Helix* (*Vallonia*) *subpulchella* SAND.
12. *Mastra caspia* EICHW.
13. *Mastra alata* N. MAC., *M. caspia* EICHW., *Mastra orbiculata* N. MAC.
14. *Mastra bulgarica* TOULA, *M. caspia* EICHW., *M. intermedia* N. MAC.
15. Banc á débris de *Mastra caspia* EICHW.
16. Banc de marne rouge avec *Helix* sp. et *Planorbis* sp.
17. *Congeria novorossica* SINZ., *Congeria panticapaea panticapaea* ANDR., *C. panticapaea tournoueri* ANDR., *Theodoxus* (*Calvertia*) *stefanescui* (FONT.) *Hydrobia vitrella* STEF.

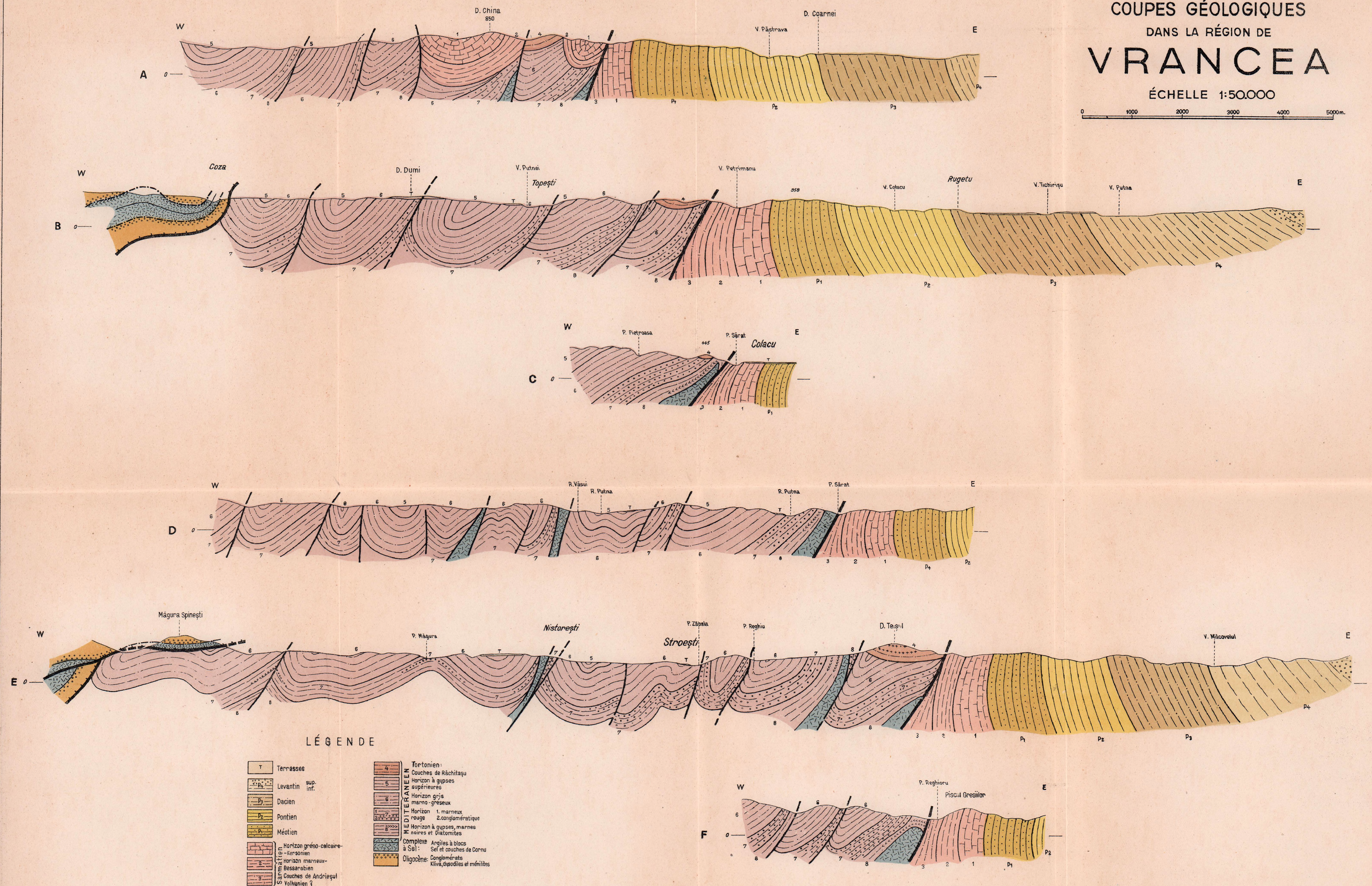


R. CIOCÂRDEL
**CARTE GÉOLOGIQUE
 DE LA RÉGION
 VRANCEA**

ÉCHELLE 1:50.000

0 1 2 3 4 5 Km





MONTS MÉTALLIFÈRES DE ROUMANIE

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ENTRE LA VALEA STREMTULUI ET LA VALEA AMPOIULUI

PAR
MIRCEA D. ILIE

TABLE DES MATIÈRES

	<u>Page</u>
<i>Introduction</i>	122
<i>Historique sommaire des travaux sur les Monts Métallifères</i>	124
<i>Description pétrographique et géologique</i>	125
I. Schistes cristallins	125
II. Roches sédimentaires	129
1. Jurassique	129
a) Callovien	129
b) Kimméridgien	130
c) Tithonique	131
2. Crétacé	133
a) Valanginien-Hauterivien	134
b) Barrémien-Aptien	138
c) Albien-Vraconien	146
d) Cénomanién	150
e) Turonien-Sénonien	154
3. Paléogène	160
a) Eocène	160
b) Oligocène	166
4. Néogène	168
a) Aquitanien	168
b) Tortonien	171
c) Sarmatien	175
d) Pontien	175
<i>Tectonique</i>	177
I. Rapports des schistes cristallins avec les formations voisines	178
II. Tectonique des ophiolites	179
III. Tectonique des calcaires jurassiques	182
IV. Nappe mésocrétacée des Monts Métallifères	184
V. Histoire post-tectonique des Monts Métallifères	190
<i>Bibliographie</i>	194



INTRODUCTION

Le début de mes recherches dans les Monts Métallifères remonte à 1931; à cette date l'Institut Géologique m'a chargé de rassembler les données géologiques nécessaires pour dresser la carte géologique de Roumanie à l'échelle de 1: 500.000. Les levés ont été faites alors sur les feuilles topographiques Alba Iulia et Zlatna au 1: 75.000.

Réussissant de déchiffrer à cette première occasion la présence d'une structure en nappes dans la région de Galda de Sus—Intre Galde, j'ai essayé de suivre de près cette structure dans le reste de la chaîne. Les premiers résultats ont été communiqués au Congrès de la Société Roumaine de Géologie qui a eu lieu à Brad le 2 Octobre 1932 (28).

En 1933 et 1934, préoccupé par les mêmes problèmes de structure, j'ai levé la région aurifère de Zlatna (43), où les éléments composants de la nappe sont bien développés. Toutes les données stratigraphiques obtenues dans les Monts Métallifères ont été utilisées ensuite dans les recherches entreprises dans les Monts Persani et dans le massif du Rarău (53). Enfin, en 1941, 1943 et 1944, reprenant les recherches de détail dans les Monts Métallifères, plus précisément dans la région comprise entre Valea Stremțului et l'Ampoiul, j'ai récolté une nouvelle série de données géologiques éclairant mieux la structure de ces montagnes et qui font l'objet du présent travail.

Les problèmes géologiques très compliqués qui ont toujours donné lieu à des discussions étaient loin d'être résolues au moment de mes recherches. Les travaux de synthèse dus à I. P. VOITEȘTI (96—98), L. MRAZEC (66) et L. KOBER (55) m'ont servi à suivre les complications tectoniques de la région. En ce qui concerne les cartes géologiques détaillées, je dois dire que l'appui en général offert par de tels documents m'ont fait défaut au début de mes études.

Limites de la région. La région que nous venons d'explorer comprend la partie nord-est des Monts Métallifères, limitée au N par le cours transversal de la vallée du Geoagiu et au S par l'Ampoiul. A l'E notre région prend contact avec le Bassin transylvain, dont les dépôts tertiaires s'appuient sur les roches mésozoïques de la chaîne. Enfin à l'W, la limite de la région correspond avec le bord des feuilles Alba-Iulia et Zlatna.

Une ligne de hauteurs dépassant par place l'altitude de 1200 m divise notre région en deux parties. La partie est présente une particulière importance car ici se trouvent des sédiments et des roches éruptives variés affectés par des accidents tectoniques importants.

Aperçu géographique. Les Monts Métallifères, compris entre le Plateau transylvain mollement ondulé et le massif cristallin de Muntele Mare, forment une unité géographique bien individualisée. Dans la partie axiale mon-



tagneuse se dresse une crête principale orientée NE-SW, accusant un relief vigoureux dont l'altitude varie de 1000 à 1200 m; elle présente la forme d'un arc de cercle s'appuyant d'un côté et d'autre sur des crêtes secondaires allongées. Le paysage change si l'on descend de la région montagneuse, dont le réseau hydrographique est jeune, dans la plaine du Mureş couverte par de vignobles et des champs de céréales.

La vallée du Geoagiu est la seule vallée qui a réussi à traverser la partie centrale de la chaîne en séparant ainsi les Monts Métallifères des Monts du Trăscău. La séparation entre ces deux unités géographiques n'étant pas encore précisée, nous essayerons de montrer les caractères géologiques qui les différencient. Toute la région comprise entre Muntele Mare, la vallée du Crişul Alb et le Mureş constitue la grande unité géographique des Monts Métallifères. Le caractère distinctif de ces montagnes est dû aux surfaces étendues de sédiments crétacés, aux bassins internes miocènes et aux effusions tertiaires. L'extrémité nord des Monts Métallifères est connue sous le nom de Monts du Trăscău, qui diffèrent du reste par leur structure imbriquée et la présence d'un massif cristallin dans leur partie axiale.

Notre région présente les aspects orographiques suivants:

Les basses régions se développent à la périphérie des Monts Métallifères d'après une ligne passant à l'W de Teiuş et d'Alba Iulia et qui suit approximativement le cours du Mureş. Elles sont formées par des collines faiblement ondulées et par des terrasses supérieures du Mureş.

Les dépressions miocènes forment l'un des caractères topographiques caractéristiques des Monts Métallifères. Le relief montagneux englobe en son milieu quelques dépressions formées par des sédiments miocènes. Ces dépressions présentent des aspects différents, ont des bordes rectilignes et ne moulent pas les plis mésozoïques, étant orientées obliquement par rapport à la direction générale des plis. Grâce à la nature des sédiments, les dépressions miocènes permettent le développement de larges vallées, qui favorisent le développement des cultures et des villages. Dans ces dépressions de riches zones de minéralisation sont connues; les principaux centres d'extraction sont: Zlatna, Roşia, Brad et Săcărâmb.

Dans notre région, j'ai noté deux de ces petits bassins miocènes: le bassin de Ţelna et le bassin d'Ampoiţa; ces deux représentent des dépressions tectoniques utilisées par les eaux marines pour pénétrer à l'intérieur de la chaîne.

Le relief montagneux comprend une région calcaire et une autre schisteuse. La première occupe la partie axiale de la chaîne et dessine un axe à convexité tournée vers le SE. Le relief de cette région calcaire montrant une grande variété de formes karstiques garde les témoins d'une grande surface d'érosion, considérés par EMM. DE MARTONNE (65) comme d'âge éocène. La région schisteuse crétacée occupe la plus grande partie du relief



montagneux et montre une disposition normale par rapport à l'axe calcaire. Une série de crêtes montagneuses parallèles descend graduellement vers la vallée du Mureș. Les montagnes schisteuses sont profondément affouillées par le cours torrentiel des vallées supérieures. Les bois recouvrent en massifs compacts les montagnes et disparaissent complètement à l'approche des plaines. Les chemins qui suivent les vallées étant difficilement entretenus, ce sont les crêtes qui servent comme liaison de communication entre les villages de l'W et de l'E de la crête calcaire. A l'extrémité E des crêtes, se trouvent les beaux villages Cetea, Benic, Tibru, Cricău, Bucerdea et Ighiu, connus par leur vignobles.

HISTORIQUE SOMMAIRE DES TRAVAUX SUR LES MONTS MÉTALLIFÈRES

Les travaux sur la géologie des Monts Métallifères sont nombreux, cependant les données de détail intéressant notre région sont relativement insuffisantes. Nous ne présenterons pas dans ce chapitre une étude critique de l'entière bibliographie concernant notre sujet, mais nous esquisserons les principales phases du développement des connaissances.

Le mémoire de BEUDANT (4) sur les régions minières de la Slovaquie et de la Transylvanie nous offre les premières données géologiques sur la région, comme aussi une carte présentant la limite géologique entre les dépôts mésozoïques et le Tertiaire de la Cuvette transylvaine, limite que traverse Valea Ampoiului.

Des données plus précises se trouvent dans le travail sur la géologie de la Transylvanie dû à HAUER et STACHE (19), qui ont précisé l'âge jurassique des calcaires et rapporté à l'Éocène les dépôts du Flysch. FR. HERBICH (23, 24) a affirmé sur des bases paléontologiques que le Flysch revient à l'Infracrétacé et a déterminé une riche faune tithonique dans les calcaires de Pietrile Cetei. Le Tertiaire a été étudié par HERPEY (25, 26), A. KOCH (56), L. ROTH v. TELEGD (80—82) et I. GERMAN (15—17), qui ont consigné d'importantes données paléontologiques.

Les roches éruptives ont fait l'objet des travaux de S. SZENTPÉTERY (88, 89) qui a le premier déterminé les principaux types de roches de la région d'après les matériaux récoltés par VADÁSZ (94).

Pour ce qui concerne la structure de la région, nous rencontrons d'abord les travaux de VADÁSZ (94) et LÓCZY (62, 63), qui — en partant des données jusqu'alors connues — ont essayé de déchiffrer la structure des Monts Métallifères, discutant le problème des klippes et des ophiolites.

V. UHLIG (92, 93) dans son travail sur les klippes carpatiques a reproduit en deux clichés les calcaires jurassiques de Râmeți et de Meteș.



Dans une deuxième phase, les travaux de synthèse de I. P. VOITEȘTI (96—98), L. KOBER (55) et L. MRAZEC (66) attirent le regard. Ces savants ont montré les liaisons entre la structure en nappes des Monts Apuseni avec celle des Carpates orientales. D'après I. P. VOITEȘTI, les Monts Métallifères font partie d'une grande nappe dont le Cristallin a joué un grand rôle (la nappe transylvaine). KOBER a englobé les Monts Métallifères dans ses « Centralides », en accordant à la zone mésozoïque de Turda la valeur d'une zone de racines. Enfin, MRAZEC, discutant le problème de la structure en nappes des Monts Apuseni a montré, sur la base de nos coupes, que ces montagnes sont caractérisées par des nappes-écailles de faible translation. Dans ces travaux les Monts Métallifères ont été englobés dans les régions à structure charriée en partant de considérations d'ordre général; des arguments locaux à l'appui de cette structure n'ont pas été invoqués.

P. ROZLOZSNIK (83) nous a présenté une structure en nappes des Monts Apuseni basée sur les différences de facies des dépôts mésozoïques.

En 1932, nous avons signalé (28) l'existence d'une nappe mésocrétacée qui occupe une grande partie de la surface actuelle des Monts Métallifères. En suivant cette grande unité tectonique dans tous ses détails, nous avons eu l'occasion d'apporter une série de précisions sur le parallélisme du Crétacé et sur l'extension des dépôts tertiaires.

Le présent travail comprend les résultats d'ordre stratigraphique et tectonique obtenus à la suite de recherches faites dans la région comprise entre Valea Stremțului et Valea Ampoiului.

DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

I. SCHISTES CRISTALLINS

Dans les Monts Métallifères, les schistes cristallins affleurent dans les régions de Intre Galde—Oncești et de Surani, d'un côté et d'autre de la zone calcaire de Râmeți—Necrilești. Le mode de présentation de ces schistes diffère en ce qui concerne les types de roches, comme aussi par l'extension et les rapports avec les formations voisines. Dans la région Intre Galde—Oncești on distingue un important anticlinal de schistes cristallins entouré par le Crétacé. Cet anticlinal est orienté N-S sur une longueur de 5 km et atteint une largeur maximum de 4 km. Il est parcouru transversalement par les vallées de Mogoș et de Geoagiu, qui nous offrent de bonnes coupes. Dans la partie nord, l'anticlinal est partagé par l'intercalation d'une bande de Crétacé.

La deuxième région à schistes cristallins se trouve à l'E de l'axe de la chaîne dans la région de Surani. Ici ils n'ont qu'un développement réduit: c'est une étroite lame qui s'étend au N de Valea Stremțului.



Excepté l'extension différente de ces schistes cristallins d'un côté et d'autre de l'axe montagneux, on constate l'existence de types de roches à métamorphisme différent: tandis qu'à l'E se trouvent des roches épizonales, dans la partie ouest on rencontre des roches à métamorphisme plus avancé.

Ayant l'occasion d'étudier le massif du Trăscău nous sommes arrivés aux conclusions suivantes: le complexe cristallin y est formé par une série schisteuse inférieure et une série calcaire supérieure. Les deux ont subi un métamorphisme graduel qui a été plus accentué au voisinage du Cristallin du Gilăul et de plus en plus atténué vers l'E. Les schistes cristallins du Trăscău présentent une série de roches passant insensiblement de schistes séricito-chloriteux à des parashistes. Nous avons séparé ici trois zones: la zone de Vârfuiata, la zone de Vidolm-Lunca et la zone de Trăscău.

Dans la région Intre Galde—Oncești se rencontrent des schistes cristallins correspondant à la zone de Vidolm—Lunca, caractérisée par un métamorphisme intermédiaire à celui de Vârfuiata et à celui séricito-chloriteux de Trăscău.

SÉRIE INFÉRIEURE

Nous commencerons la description des schistes de cette contrée par les roches de la série inférieure, à savoir: les schistes quartzeux à chlorite et à grenat, les schistes quartzeux à muscovite, chlorite et porphyroblastes de grenats, les quartzites à biotite et les amphibolites.

1. *Schistes quartzeux à chlorite et à grenat.* Ces roches ont une couleur gris verdâtre qui passe au gris noirâtre par l'accroissement de la quantité de substance charbonneuse. Les petits lentilles de quartz et les porphyroblastes de grenat donnent à la roche un aspect caractéristique. Analysée au microscope, cette roche montre les minéraux suivants: le quartz se présente soit en grains isométriques un peu dentelés, à extinction onduleuse, soit sous la forme de grains fins orientés suivant des lignes de broyage; il forme les trois quarts de la masse de la roche. La chlorite, comme produit diaphthoritique de la biotite dont on observe encore des paillettes olives, atteint à peine 15%. Les porphyroblastes de grenat, à contour hexagonal, arrondi ou allongé dans le sens de la schistosité, contiennent des inclusions de quartz et se présentent souvent transformé en chlorite. Le feldspath, représenté par un plagioclase acide, est plus ou moins séricitisé. Enfin, les substances charbonneuses, associées à des quartz cataclastiques, sont concentrées dans les zones de broyage.

2. *Schistes quartzeux à muscovite, chlorite et porphyroblastes de grenats.* La couleur vert foncé et la présence de gros porphyroblastes de grenat font la différence avec les roches précédentes. Au microscope on observe une structure porphyroblastique-lépidoblastique et une texture schisteuse



plissotée. Les minéraux constitutants sont les suivants: le quartz en grains légèrement dentelés ou allongés dans le sens de la schistosité, forme 50% de la roche. La muscovite est disposée en paillettes parallèles aux fines couches du quartz, ou enveloppe les porphyroblastes de grenat; elle arrive jusqu'à former 20% de la roche. La chlorite, à polychroïsme vert clair, provient de la diaphorèse du grenat et de la biotite. Le grenat se présente avec les mêmes caractères que précédemment mais en grains plus gros. Le feldspath albitique, comme la tourmaline se rencontre seulement en grains isolés. Les pigments noirs sont associés aux bandes micacées et sont disposés parallèlement à la schistosité.

3. *Schistes quartzeux micacés à porphyroblaste de grenat.* La roche est vert noirâtre, argentée et à scintillements de biotite. La structure est granoblastique ou lépidoblastique; dans le premier cas, la structure est due aux porphyroblastes de grenat, dans le deuxième elle est mise en évidence par les paillettes de muscovite et de biotite; la texture est schisteuse.

Au microscope, on observe que les grains de quartz (70%) sont plus développés que précédemment, tandis que la muscovite est en moindre quantité étant remplacée par la biotite; celle-ci s'y associe en feuilletts plissés. La biotite est parmi les constituants principaux et se présente en paillettes ou en porphyroblastes accusant souvent des phénomènes de chloritisation.

Le plagioclase maculé et zoné est rarement rencontré. Le grenat en porphyroblastes à contour cristallographique montre des inclusions de quartz et de chlorite. La magnétite est en faibles quantités, comme dans les roches précédentes d'ailleurs. La tourmaline brune se présente en gros grains et les substances graphiteuses apparaissent uniformément disséminées dans la masse de la roche.

4. *Quartzites à biotite.* La roche, gris vireâtre ou noire à taches rouillées par altération, est compacte, dure et à biotite visible sur les plans de schistosité. La stratification parallèle est rendue évidente par l'alternance des couches de quartz blanches et des couches de biotite noire.

On distingue au microscope une structure granoblastique-hétéroblastique et une texture parallèle due aux grains de quartz et aux lamelles de mica. La roche est constituée par les minéraux suivants: Le quartz en grains polygonaux, isométriques, légèrement dentelés et à extinction onduleuse, forme de minces couches de gros grains ou des pellicules de petits grains associés à une forte proportion de pigments noirs. La biotite brune s'y trouve en porphyroblastes ou lamelles disposées en zones parallèles et interrompues par endroit. On rencontre aussi de la séricite en paillettes parmi les grains de quartz, et aussi l'apatite formant de rares grains disséminés.



5. *Amphibolites*. Ces roches caractérisent la zone de Lunca—Vidolm et la zone de Vârfulia; elles font défaut dans la zone de Trăscău. Les affleurements en sont très fréquents dans l'anticlinal Intre Galde—Oncești, où ils forment de longues bandes de quelques centaines de mètres et larges de 1 à 20 m.

Au microscope on peut distinguer les types suivants d'amphibolites:

Amphibolites à plagioclases. Les roches d'un vert foncé riches en amphibole et à aspect schisteux sur la cassure sont formées par une alternance de petits lits de hornblende et d'autres de feldspath et de quartz. Au microscope on observe une structure holocristalline et une texture ophitique-diabasique. Les constituants sont: les plagioclases maclés, à structure zonaire, présentant des inclusions de hornblende aciculaire et de séricite. La hornblende (50%) d'un noir verdâtre à rares inclusions; le quartz, se présente plus ou moins idiomorphe et se transforme en biotite et chlorite. D'après son pléochroïsme elle appartient à deux variétés distinctes: la hornblende commune et la hornblende actinolitique. Le quartz, isométrique, ensemble avec le plagioclase remplit les intervalles des amphiboles. On observe également des minéraux de la série zoïzite-épidote, comme aussi l'apatite, la titanite et du minerai de fer limonitisé.

Amphibolites à grenat. Ces roches sont fréquentes et se reconnaissent facilement d'après les porphyroblastes de grenat. La structure en est granoblastique et la texture schisteuse-lenticulaire ou noduleuse du fait de la présence du grenat. Au microscope on distingue les minéraux qui suivent:

La hornblende verte (50%) offre un contour prismatique allongé; elle est parfois maclée et à aspect poecilitique. Les plagioclases maclés et séricitisés contiennent des inclusions de quartz. Le quartz, isométrique, limpide, se trouve aggloméré sous forme de nodules. Le grenat (15 à 20%), incolore ou rose pâle, se présente avec des contours rectangulaires, rhomboïdaux ou hexagonaux, et souvent arrondis. Il est altéré sur les cassures et à l'extérieur, ou il est complètement transformé en chlorite. Enfin, comme minerai de fer, on distingue, l'hématite, la limonite et la magnétite.

Amphibolites à biotite, de couleur noir verdâtre dues aux grandes quantités de biotite. Le microscope permet d'y voir la constitution suivante: la biotite, qui peut atteindre 20% de la masse, provient en partie de la biotitisation de la hornblende. Elle est répandue de manière uniforme, ou forme de petits lits en alternance avec des lits de feldspath. La hornblende actinolitique, à intense pléochroïsme forme les 40% de la roche. Les plagioclases maclés et séricitisés contiennent de 15 à 20% d'anortite. Le quartz peu abondant se rencontre dans les lits de feldspath, ou comme inclusions à l'intérieur de l'amphibole. La chlorite y est un produit d'altération de la



biotite et la titanite comme produit de séparation de la hornblende. Enfin, comme minéraux accessoires, l'apatite, l'épidote et la magnétite.

SÉRIE SUPÉRIEURE. CALCAIRES CRISTALLINS

Nous avons déjà décrits les schistes cristallins résultant du métamorphisme d'un complexe argilo-gréseux, paléozoïque, injecté par des filons diabasiques. Dans la partie supérieure de ce complexe se trouvent des calcaires cristallins qui se rencontrent dans toutes les trois zones à métamorphisme graduel. Les calcaires cristallins de notre région se caractérisent par les gros grains de la calcite et la présence des mica et de la trémolite. Les calcaires, qui se trouvent dans la contrée Intre Galde—Oncești, indiquent une texture parallèle mise en évidence par les paillettes de mica. A leur constitution la calcite prend la plus grande part, elle est maclée polysynthétiquement et offre des couleurs de polychroïsme dans les portions où les lamelles des macles se superposent. La muscovite forme des bandes discontinues et la biotite se présente sous la forme de lamelles allongées, parallèlement orientées, répandues parmi les grains de calcite ou associées à la muscovite. La trémolite blanche ou grise, sans pléochroïsme, présente une forte biréfringence et un angle d'extinction de 15° . La magnétite et les pigments limonitiques s'observent surtout dans les lits micacés.

II. ROCHES SÉDIMENTAIRES

1. JURASSIQUE

a) CALLOVIEN

Après une longue phase d'exondation, l'emplacement actuel des Monts Métallifères a été invadé par les eaux marines au début du Malm. Les premiers sédiments disposés sur le substratum cristallin appartiennent au Callovien. La transgression jurassique a atteint son maximum au Tithonique.

Les recherches antérieures ont montré la grande difficulté de séparer dans cette région les calcaires jurassiques de ceux du Crétacé et parfois même de ceux de l'Eocène. L'étude micrographique, les rapports stratigraphiques et les rares restes organiques peuvent cependant nous aider dans les séparations de ces calcaires.

Le parallélisme des calcaires jurassiques est également difficile car ces masses calcaires ont été fortement influencées par des phénomènes tectoniques. Les points fossilifères sont assez rares et une séparation géognostique ne saurait être faite.

Les données bibliographiques et nos propres recherches démontrent la présence dans les Monts Métallifères des étages Callovien, Kimmeridgien et Tithonique.



Le Callovien a été précisé dans les Monts du Trăscău étant bien représenté par des types de roches présentant l'avantage qu'ils se distinguent facilement des calcaires tithoniques.

Les calcaires organogènes, les calcaires conglomératiques et surtout les calcaires à silex y sont caractéristiques. Dans notre région, le Callovien à silex n'est représenté que dans la contrée de Tecseşti. En dehors de ces dépôts à position stratigraphique précise, nous possédons aussi d'autres témoignages de l'existence de cet étage.

Pendant l'été 1941, nous avons récolté, dans le thalweg de Valea Bucerdea, un bloc calcaire à *Perisphinctes tiziani* OPPEL, caractérisé par une coquille largement ombiliquée, à tours circulaires, faiblement comprimés latéralement et la région ventrale arrondie, exempte du sillon caractéristique pour le genre *Parkinsonia*; l'ornementation consiste en nombreuses côtes assez saillantes, qui se ramifient vers l'extérieur, les deux ou trois branches passant sur la région ventrale.

La présence de cette Ammonite, prouve quelque soit sa provenance, l'existence du Callovien dans les masses jurassiques. Les caractères micrographiques du calcaire à *Perisphinctes* peuvent être utilisés pour la séparation du Callovien du reste des calcaires jurassiques même au cas d'une absence de preuves paléontologiques.

Une autre preuve de l'existence du Callovien a été fournie par HERBICH, qui a trouvé dans un bloc de calcaires oolitiques de la région Cricău-Tibru la faune suivante:

Nautilus mojsisovici NEUM.

Phylloceras kudernatschi HAU.

Phylloceras hommairei D'ORB. (= *Ph. demidoffi* ROUSS)

Lytoceras adeloides KUD.

Oppelia fusca QU.

Peltoceras athleta PHILLIPS

Ancyloceras annulatum D'ORB.

Ces formes indiquent la présence des couches de Klaus, et l'espèce *Peltoceras athleta* plaide pour l'existence du Callovien (l'horizon supérieur).

b) KIMMERIDGIEN

Le problème du Kimmeridgien se présente de la même façon qu'en d'autres régions où le Jurassique supérieur est développé sous la forme de puissantes masses calcaires; sa séparation du reste des calcaires jurassiques est très difficile, surtout lorsque les fossiles sont rares ou font défaut. Habituellement, les calcaires rouges de la base des calcaires tithoniques sont considérés comme appartenant au Kimmeridgien. Le parallélisme de ces calcaires basé sur de simples analogies pétrographiques est malaisé étant donné que



les calcaires tithoniques présentent fréquemment le phénomène de rubéfaction (altération en terra-rossa).

Une indication précise pour le Kimmeridgien basée sur des données paléontologiques a été avancée par HERBICH, qui a recolté, dans les environs de Rimetea, trois échantillons d'Ammonites. Dans notre région de tels restes organiques sont inconnus. On pourrait considérer comme appartenant au Kimmeridgien une partie des calcaires roses situés à la base du Tithonique. Sur notre carte ce niveau n'a pas été séparé.

c) TITHONIQUE

Les calcaires blancs, tithoniques, des Monts Métallifères forment des masses imposantes qui couronnent les sommets les plus élevés et constituent le pittoresque de cette chaîne. Par le mode de répartition, leurs rapports avec les sédiments crétacés et aussi par les faunes connues, les calcaires tithoniques présentent une particulière importance. Le Tithonique étant représenté par le facies récifal des calcaires de Stramberg a été identifié par les premiers chercheurs.

Répartition. Le Tithonique se présente dans la partie axiale de la chaîne sous la forme d'une bande calcaire qui se prolonge depuis les Monts du Trăscău jusque dans la région de Ciurnerna. La largeur de cette bande varie beaucoup: tandis qu'entre le Stremțu et la Galda cette largeur atteint en moyenne 1 km; elle ne dépasse pas au S de Galda 250 m; enfin, dans les environs de Ciurnerna elle s'élargit en un carré de 2,5 km de côté.

A l'E de cette bande principale, on rencontre une autre bande calcaire plus réduite comme étendue qui se développe entre Piatra Cetei et Pleașa Râmețului. On observe aussi des lambeaux, plus ou moins vastes, de calcaires tithoniques qui forment les crêtes et les sommets les plus élevés du relief compris entre la bande calcaire principale et la bordure ouest de la Cuvette transylvaine (Cetatea, Făbian, Vârful Stănei, Dosul Blidărului et Dealul Groșilor). Enfin, ces calcaires apparaissent comme blocs, en bonne partie détachés dans les environs de Meteș et de Galda de Sus.

Caractères pétrographiques. Les calcaires grisâtres, gris noirâtre, rubannés ou roses sont caractéristiques pour le Tithonique de notre région. Ils se présentent habituellement comme calcaires massifs, rarement stratifiés (Vârful Vulcan, Piatra Cetei, Cheile Galdei). Souvent ils sont traversés par des veines d'altération colorées en jaune rouillé et rouge; la patine d'un blanc de lait caractérise les calcaires fossilifères (Pietrile Cetei, Cheile Galdei, Vârful Stănei).

Au microscope, on distingue les types de calcaires suivants:

Calcaires organogènes, à structure zoogène, constitués par des fragments de coquilles de Lamellibranches et de Gastropodes dans un



ciment de carbonate de chaux, recristallisé. Avec ces Mollusques (*Diceras* et *Nerinéas*), on distingue aussi d'autres restes à structure organique, roulés et remplis par la calcite et qui ne sont pas déterminables. Les Foraminifères y sont fréquents (*Miliolidés*, *Nodosaria*, *Textularia*). Les plus communs sont les Miliolites, dont nous avons déterminé sur les coupes minces, des Biloculines, Triloculines et des Quinqueloculines.

Calcaires coralligènes qui se distinguent facilement sur les coupes minces par la disposition radiale du septa. Les Polypiers, isolés ou coloniaux, sont englobés dans un ciment recristallisé. On y observe, comme dans les autres types de calcaires, des sections de Miliolidés.

Calcaires oolitiques. On y remarque des éléments à structure fibro-concentrique. Les oolites sphériques ou ovales sont isolés, et présentent des couches concentriques alternativement plus claires et plus foncées. Le noyau des oolites est formé par des fragments organiques. Dans le ciment cristallin se distingue en dehors des oolites de nombreux restes organiques indéterminables aussi comme des Miliolidés.

Enfin, nous observons des calcaires grumeleux.

Caractères paléontologiques. Les calcaires qui se trouvent au NE de Cetea, et qui forment Piatra Ticuiata, Măriuța et Sindițeaua ont fourni la faune tithonique la plus intéressante des Monts Apuseni. HERBICH (24) a déterminé de ces calcaires soixante-onze espèces, dont soixante-trois Nérinées. Comparée aux faunes jurassiques de France, d'Allemagne et d'Italie, l'auteur a constaté que la faune de Cetea correspond au Tithonique inférieur et supérieur. Des formes néocomiennes ou plus anciennes que le Tithonique n'y ont pas été remarquées.

Il est intéressant que HERBICH a indiqué à Cetea plusieurs espèces qui n'ont pas été signalées que dans le Tithonique de Sicile:

Itieria polymorpha GEMM.

Ptigmatis meneghini GEMM.

Nerinea sicula GEMM.

» *bidentata* GEMM.

» *pasinii* GEMM.

» *oppeli* GEMM.

» *paronae* STEF.

» *petersi* GEMM.

L. ROTH v. TELEGD a souvent cité des fossiles récoltés dans les Monts Métallifères. La faune tithonique de Cetea a été complétée par I. GERMAN (15) par la détermination de *Cérithium* cfr. *uhligi* REMES et de Polypiers comme:

Rhabdophyllia cervina ETALLON

Montlivaultia cf. *truncata* EDW. HAIM.



Mantlivaultia sp.
Stylosmilia cf. *rugosa* BECKER
Protoseris robusta (?)
Ennalohelia sp.
Leptophyllia sp.
Chorisastrea sp.
Heliocoenia (?)

La faune de Cetea a précisé l'âge tithonique des calcaires blancs. Sur le terrain on rencontre cependant des difficultés dans la séparation de ces calcaires, des autres calcaires plus anciens ou plus récents. Dans la masse des calcaires tithoniques se trouvent souvent, en effet, des calcaires à aspect différent, soit que leur couleur est noire ou rouge, soit que ces calcaires ont subi des influences tectoniques (calcaires rubannés, ailleurs marmoréens); dans ces cas la détermination de l'âge devient malaisée. Nous aurons l'occasion de montrer plus loin, les caractéristiques des calcaires crétacés et paléogènes qui pourraient être confondus avec les calcaires tithoniques.

En ce qui concerne les rapports avec le substratum, les calcaires de Cetea Ampoița, Bulbuci, Valea Mică montrent des relations embrouillées. L'aspect morphologique, de tours et de murailles minés, d'anciens châteaux, de ces calcaires est dû à la transgression tertiaire. Etant donnée que le substratum n'est souvent pas visible on a considéré ces lambeaux isolés comme des klippes tectoniques résultant d'un plissement mésocrétacé. Il y a cependant des endroits comme Galda de Sus, Intre Galde, Prisaca, où les rapports avec les sédiments crétacés sont des plus claires. Nous reviendrons sur cette question au chapitre consacré à la tectonique.

2. CRÉTACÉ

Remarques préliminaires. Les auteurs ont déposé un effort constant afin de déchiffrer l'âge des dépôts crétacés, compris entre la bordure du Cristallin de Muntele Mare et le bassin de Transylvanie. L'immense surface occupée par le Crétacé a fait l'objet de nombreux travaux, mais isolés, de sorte qu'il ne sont pas susceptibles de nous donner une idée nette sur le sujet.

Jusqu'à présent, on a essayé en premier lieu de faire la distinction entre les sédiments du Crétacé inférieur et ceux du Crétacé supérieur; ensuite de séparer les différents étages du premier. Cependant ces recherches n'étant pas faites suivant un plan unitaire, on comprend que les résultats ne sont pas des plus satisfaisants. Les erreurs des recherches sont dues, soit aux ressemblances pétrographiques entre des dépôts d'âge différents, soit aux différences de facies qu'on n'a pas toujours eu en vue.

La région que nous avons explorée offre de bonnes conditions pour l'étude des rapports entre les différents complexes sédimentaires de sorte que nous

pouvons nous rendre compte de la succession normale de ces dépôts. Le fait que le Crétacé moyen et supérieur sont bien développés et que le Crétacé inférieur montre aussi ses premières couches, il nous a été possible de résoudre tous les problèmes stratigraphiques qu'ils posaient. Les recherches antérieures et nos propres résultats conduisent à la classification suivante de ces dépôts, et qui est valable pour l'entière chaîne des Monts Métallifères:

Crétacé supérieur:	Turonien-Sénonien
Crétacé moyen	{ Cénomanién Albien-Vraconien
Crétacé inférieur	{ Barrémien-Aptien Valanginien-Hauterivien (Couches à Aptychus)

a) VALANGINIEN-HAUTERIVIEN (COUCHES A APTYCHUS)

Distribution. Les couches à Aptychus affleurent, dans le sens que nous leur donnons, seulement en quelques points; c'est une distribution bien moindre que celle qui s'observe dans les Monts du Trăscău. Le premier affleurement se trouve dans la contrée de Făbian où ces dépôts sont représentés par des marno-calcaires gris verdâtre ou violacés et par des bancs calcaires d'un blanc grisâtre ressemblant aux calcaires jurassiques.

Les couches à Aptychus de Făbian ont les caractères suivants:

En premier lieu, ils présentent des calcaires blancs intercalés dans des marnes à Radiolaires. En deuxième lieu elles ne prennent pas contact avec les conglomérats quartzitiques barrémiens, mais avec le complexe schisteux de l'Aptien; ce fait nous détermine à considérer cet affleurement à Aptychus comme ayant une position tectonique. Enfin, c'est dans ces couches qu'on a récolté la seule macrofaune connue dans la chaîne en question.

Le deuxième affleurement de couches à Aptychus se trouve dans Valea Țelnei au N du village de Țelna. Ici elles sont représentées par des marno-calcaires de même couleur que précédemment, par des calcaires diaclasés et par des grès calcaires à patine graphiteuse. L'entier complexe, fracturé et plissé, présente des types de roches plus variées que celles de Făbian et forme deux petits anticlinaux développés sur les deux versants de la vallée. La présence de ces couches en pleine zone crétacée et en un point bas du relief montre qu'il s'agit d'une position stratigraphique normale.

Un troisième affleurement se trouve dans le segment supérieur de Valea Mare (Ighiel), immédiatement au S du contact entre la masse éruptive de l'axe de la chaîne et le Néocomien. La position tectonique de ces couches rappelle celle des couches à Aptychus des Monts du Trăscău, où elles sont chevauchées par la même masse éruptive et par les schistes cristallins.

Au SE de Piatra Țăiată se trouve des grès et des calcaires distincts de ceux du Barrémien-Aptien par leur aspect diaclasé et par la patine graphi-



teuse. Les coupes minces y montrent la présence des Radiolaires, si fréquents dans les couches à Aptychus, on peut les classer au Valanginien-Hauterivien. Ces roches représentent certainement le passage vers le Barrémien. Au S du village Ighiel, les couches à Aptychus réapparaissent en anticlinal dans le Barrémien-Aptien.

Un dernier affleurement de couches à Aptychus se trouve à l'W du Dealul Groșilor, où il est représenté par des marno-calcaires gris verdâtre ou violacés, calcaires gris verdâtre en plaquettes et des calcaires d'un gris noirâtre en bancs de 1 à 2 m. Les rapports avec les autres dépôts conduisent à admettre un anticlinal fortement pincé ou une écaille dans le Barrémien.

Dans le parallélisme des couches à Aptychus, en l'absence de la macrofaune, nous avons tenu compte des analogies pétrographiques avec les couches semblables des Monts du Trăscău, où elles ont été déterminées en partant de formes de Céphalopodes. Les observations micrographiques indiquent que la présence des Radiolaires en est caractéristique pour ces couches à Aptychus.

Caractères pétrographiques et paléontologiques. L'examen des roches montre dans le complexe à Aptychus les types suivants:

Les marno-calcaires y sont les plus caractéristiques et nous ont servi de critérium dans nos levers. Le microscope y montre une masse de carbonates, à rares éléments détritiques (4 à 6%), de très petites dimensions (0,004 mm), représentés par des grains de quartz et paillettes de séricite. Certains échantillons (Făbian) contiennent des matières charbonneuses qui prêtent à la roche une nuance grise. La présence des Radiolaires forme la caractéristique de ces marno-calcaires. Les formes de Radiolaires sont sphériques, calcifiées, présentent seulement le contour général tandis que le réseau et les ornements ont disparu. On y observe encore des spicules de Spongiaires, les plus fréquents étant recoupés en long. Les marno-calcaires de Făbian présentent de petites Foraminifères rappelant les *Rotalia*.

Calcaires grumeleux. Ces calcaires sont tout aussi importants que les marno-calcaires pour la détermination de ce niveau, mais ils sont plus rares. Le microscope y montre une masse calcaire recristallisée, dans laquelle se remarquent de nombreuses nodules de forme ovale-irrégulière et des plages de calcite maclée polysynthétiquement, et aussi des fragments de calcaire remanié. Le quartz détritique à angles émoussés forme 4 à 6% de la masse. Comme restes organiques s'observent des Miliolles et des Radiolaires ceux-ci de forme sphérique et complètement calcifiés.

En dehors de ces roches on distingue encore des grès quartzeux à patine graphiteuse montrant au microscope de gros grains de quartz très écrasés, dans une pâte quartzeuse en mosaïque. De telles roches semblent former la transition du Hauterivien au Barrémien.

Le facies des couches à *Aptychus* que nous avons précisé dans les Monts du Trâscău et dans la région de Zlatna, représente le complexe de base du Néocomien. Dans les affleurements que nous venons de décrire, les seules formes récoltées proviennent des environs de Făbian. HERBICH (21) a déterminé les formes suivantes, trouvées dans un calcaire jaune grisâtre qu d'après nous provient de Făbian:

Belemnites sp.
Perna mulleti DESH.
Ostrea macroptera SOW.
Inoceramus cfr. *neocomiensis* D'ORB.
Spatangus sp.

De la même région proviennent aussi les formes, déterminées par HERPEY (26), que voici:

Janira quadricostata SOW.
Pecten striatorostratum GOLDF.
Terebratula nucleata SCHLOSS.
Rhynchonella sulcata D'ORB.
Inoceramus mytiloides MANT. (?)
Ostrea macroptera SOW.

Si l'on compare les faunes décrites par HERBICH et HERPEY on remarque seulement deux formes communes, *Ostrea macroptera* et *Inoceramus*. L'espèce *I. mytiloides* a été déterminée de manière erronée; en réalité il s'agit d'*I. neocomiensis*. Par rapport à HERBICH, HERPEY présente en plus trois espèces de Brachiopodes. En dehors de la macrofaune comme dans les Monts du Trâscău et Métallifères, consistant en Ammonites, Belemnites, *Aptychus*, Lamellibranches et Brachiopodes, les couches à *Aptychus* montrent une microfaune intéressante; ce sont de nombreux restes de Radiolaires, des spicules d'Éponges, comme aussi des Foraminifères, *Calpionella alpina* LORENZ et *Lagena couloni* J. DE LAPPARENT; ces deux formes trouvées dans les calcaires gris jaunâtre caractérisent le facies bathyal du Valanginien-Hauterivien développé dans les Monts Apuseni.

Relations avec le substratum. Les couches à *Aptychus* des Monts Métallifères présentent des relations très variées avec le fondement. A Cheile Turdei, ils recouvrent en discordance les calcaires tithoniques. A Cib, Nădăjdia, Almaşul, ils sont chevauchés par la bordure nord des ophiolites. Ceux de Făbian et de Dealul Groşilor ont subi d'importantes déformations tectoniques, étant fortement écrasés par la masse puissante du Barrémien-Aptien. Les affleurements d'Ighiel et de Valea Ţelnei se trouvent en plein géosynclinal. Jusqu'ici ces couches étaient connues le long des cordillères du Trâscău et à bordure nord des ophiolites de Cib—Valea Ipei.



Variations de facies. Le facies vaseux à Céphalopodes imprime aux couches à Aptychus un caractère net et précis et la profondeur relativement considérable à laquelle ils ont été déposés. Ils se présentent sous ce facies dans les Monts du Trăscău, dans les Monts Métallifères et dans la région de Zlatna. A l'W de Valea Ampoiului, on constate des variations de facies dignes d'être relevées. Dans Valea Iapa, Plotunul, Strâmba et dans les Monts Drocea, le facies profond des couches à Aptychus est invadé par un facies néritique de conglomérats, grès et calcaires récifaux. L'apparition de ces derniers à la base du complexe à Aptychus de Valea Iapa indique un facies nettement littoral.

Les calcaires coralligènes à rares éléments détritiques dans les Monts du Trăscău, considérés en général comme jurassiques, doivent être classés dans le Néocomien inférieur.

Dans les environs de Plotunul—Strâmba, comme dans les Monts Drocea intervient un facies à Radiolaires, attribué par certains auteurs au Jurassique. La présence des radiolarites néocomiennes en quantités inaccoutumées peut être mise en relation avec les masses éruptives, qui ont contribué à la prospérité de ces organismes auxquels elles fournissaient le SiO_2 et l'oxyde de Fer.

Il résulte de tout ceci que le Valanginien-Hauteriviën est représenté par un facies littoral-récifal, un facies néritique, un facies vaseux et un facies à Radiolaires. Le facies vaseux offre localement un caractère mixte par l'apparition des Huîtres et de restes de plantes incarbonisées, au milieu des calcaires à Calpionelles. Il faut remarquer aussi que le facies radiolaritique n'indique pas une sédimentation abyssale, vu l'association de dépôts grossièrement détritiques.

Aspects paléogéographiques. Le caractère transgressif du Valangien-Hauteriviën apparaît clairement à Turda et à Zlatna, où les dépôts de base se disposent en discordance sur les calcaires jurassiques et sur les ophiolites triasiques. La sédimentation du Néocomien est caractérisée par des marno-calcaires du type vaseux. Les conglomérats n'y forment que de faibles intercalations; ils sont formés d'éléments quartzitiques bien roulés et de faibles dimensions. Ces conglomérats ne forment pas un horizon suffisamment développé pour les considérer comme formant un horizon basal conglomératique de transgression. Ceci appuie l'idée de J. BOURCART (8) qui, en partant de données océanographiques, a montré que les conglomérats ne constituent pas le caractère essentiel et nécessaire d'une transgression marine.

Les différences de facies signalées plus haut éclairent suffisamment l'aspect paléogéographique de la mer néocomienne. Les restes de plantes, la présence des Ostréidés et le matériel détritique des couches à Aptychus démontrent le voisinage du rivage. Les récifs coralligènes semés le long de la zone de ces couches appuient l'idée d'une zone côtière au début du Néo-



comien. Les couches à *Aptychus* de Bucerdea, Țelna et Prisaca d'une part, et ceux de Zlatna, Nădăjdia, Valea Iapa de l'autre, montrent que ce faciès vaseux s'est développé d'un côté et d'autre de la zone axiale des Monts Métallifères.

Voyons à présent l'aspect du fond marin durant le Néocomien. En partant de la répartition des sédiments néocomiens, on remarque que le bassin marin de l'époque était subdivisé en deux parties par un soulèvement de fond, correspondant à l'axe de la chaîne. Les deux parties étaient, au N et à l'W l'avant-fosse de l'Arieș, au S et à l'E le géosynclinal des Monts Métallifères, qui s'élargissait à l'E jusque dans les Carpates Orientales. La partie axiale des Monts Métallifères—Trăscău constituée par des schistes cristallins, roches ophiolitiques et sédiments jurassiques formait la cordillère du Trăscău, qui constituait un obstacle aux eaux marines valanginiennes-hauteriviennes. Cette cordillère s'ennoyait localement dans la contrée correspondant actuellement à la vallée de l'Ampoiul. Au S de cette rivière le rôle de cordillère était joué par le massif éruptif des trois Almaș, dont la mer néocomienne dépassait de beaucoup le flanc nord, atteignant le bord du Cristallin du Bihor.

b) BARREMIEN-APTIEN

La plus grande partie de la surface que nous avons levée est occupée par un complexe détritique à calcaires subordonnés. L'absence d'affleurements continus créent des difficultés dans la poursuite des rapports entre les divers types de roches. D'autre part la rareté des fossiles qui ne se trouvent que dans les calcaires oblige de suivre de près la succession des dépôts. Les roches détritiques si variées peuvent être groupées ainsi: le complexe des conglomérats quartzeux et des calcaires urgoniens, le complexe schisteux satiné, le complexe gréso-argileux et des calcaires à *Orbitolines*.

Le complexe des conglomérats quartzeux. Dans la contrée de Vulcan—Hulmuri, les conglomérats quartzeux se rencontrent sur le flanc ouest du massif ophiolitique axial. Ils se trouvent aussi entre Vârful Runcului et Vârful Prislopului. Ils atteignent leur plus grand développement au S de Cetatea, affleurant bien dans les vallées de Bucerdea, Țelna, Valea Mare et Ampoița. Leur lever est assez difficile du fait des transitions latérales.

Ce complexe consiste en conglomérats à éléments quartzitiques blancs et gris noirâtre. La nuance générale de ces conglomérats est grise, avec une patine noire ou d'aspect rouillé. Ils sont durs et massifs; la stratification ne s'observe que dans les endroits où interviennent des intercalations gréseuses. Les éléments quartzeux sont gros en moyenne de 1 à 4 cm de diamètre; ils se détachent en laissant un moulage net ce qui donne une note caractéristique aux blocs désagrégés. On y trouve aussi, mais rarement, des éléments calcaires qui apparaissent en relief sur les surfaces.



Par leur résistance à l'érosion ces conglomérats donnent des reliefs vigoureux, et les vallées qui les traversent ont des versants abrupts, et forment des marmites de géants et de petites cascades. Par altération ils se transforment, ainsi que les grès subordonnés en une masse friable, couleur de rouille. Si l'altération est plus avancée, les éléments quartzitiques seuls restent formant des cailloutis.

Les conglomérats quartzeux peuvent être confondus avec les conglomérats polygènes du sommet du Néocomien. Ces derniers offrent les caractères suivants: leurs éléments plus variés consistent en schistes cristallins, roches éruptives et calcaires jurassiques ces derniers atteignent plusieurs mètres de diamètre. Ils se trouvent en intercalations discontinues, par différence des conglomérats quartzitiques qui forment des zones étendues prêtant au relief un caractère plus vif.

La position stratigraphique des conglomérats quartzeux peut être établie en suivant leur rapports avec les dépôts voisins dans la contrée de Valea Țelnei, Valea Mare et Vârful Prislopului. On n'observe nulle part un profil continu du Néocomien et non dérangé par les phénomènes tectoniques. Dans Valea Țelnei on peut observer les rapports entre les conglomérats quartzeux et les couches à *Aptychus*. Les ruisseaux tributaires de la Țelna dévoilent deux anticlinaux de couches à *Aptychus* sous l'enveloppe des conglomérats. Celui du N est flanqué normalement par les conglomérats tandis que celui du S est légèrement poussé vers le S dans la masse des conglomérats qu'il chevauche. Les affleurements de Valea Țelnei montrent donc clairement la position supérieure des conglomérats quartzeux.

Les rapports de ces conglomérats avec le complexe sédimentaire supérieur est bien visible dans Valea Mare. Immédiatement au S de l'affleurement valanginien-hauterivien, on trouve des schistes argilo-gréseux satinés qui s'étendent jusqu'au confluent avec Pârâul Rădăcinei. A partir de ce point jusqu'à l'W du confluent de Valea Oilor se développent les grès et les conglomérats quartzeux avec leurs caractères déjà notés. Ensuite le complexe schisteux satiné réapparaît, et s'observe jusqu'à la côte 555, à partir d'où les conglomérats reviennent formant une nouvelle zone.

Le premier contact entre les conglomérats quartzitiques et les schistes satinés du Pârâul Rădăcinei montre que les derniers sont supérieurs aux conglomérats. Ceci suffirait pour admettre la superposition normale de ces complexes; mais vu les influences tectoniques au voisinage de la zone axiale, nous devrions nous documenter sur ce point dans des contrées plus tranquilles. Ainsi, à l'W du confluent de Valea Oilor et de Valea Mare, les dépôts crétacés n'étant pas tectonisés on peut affirmer en toute certitude la position supérieure des schistes satinés.

Pour éclairer complètement la position du complexe conglomératique nous présentons la coupe offerte par la crête Pragul—Vârful Prislopului—



Piatra Bulzului. La série schisteuse présente des plongements à l'W étant chevauchée par les formations plus anciennes de l'axe de la chaîne, mais leur contact vers l'E avec les conglomérats est normal. A la cote 928 on observe „les mêmes rapports normaux.

Il résulte de tout ceci que le complexe conglomératique est sans conteste compris entre les couches à *Aptychus* à la base et les schistes satinés à la partie supérieure.

Calcaires à facies urgonien. La détermination de l'âge des calcaires de notre région constitue l'un des problèmes importants, qui servent dans une large mesure au déchiffrement de la stratigraphie et de la tectonique. Pour le moment occupons-nous des calcaires à facies urgonien qui se présentent, soit en bancs de 1 dm jusqu'à plusieurs mètres, soit sous forme de lentilles dans le complexe des conglomérats.

Dans Dealul Prunilor, les calcaires gris noirâtre prennent une patine noire et se désagrègent facilement, contrairement aux calcaires jurassiques.

Dans Valea Albinei—Dealul Groșilor—Valea Ghiborțului, ces calcaires ont subi des pressions tectoniques formant ensemble avec les ophiolites une vraie brèche tectonique.

Le complexe schisteux satiné, se développe entre le massif ophiolitique axial et la bande ophiolitique de Gruicul Păiuș—Icul Mărului, comme aussi dans le bassin de l'Ampoiul. Les roches en sont représentées par des schistes grés-argileux satinés, gris verdâtre, gris violacé ou noirs. On y observe aussi des grès et des conglomérats. Les grès forment des bancs importants de 1 dm jusqu'à 1 m, ont une patine couleur de rouille et, grâce à leur résistance, apparaissent en relief. Quand aux conglomérats, ils ne forment que de rares intercalations.

Les schistes satinés ont été pour la première fois remarqués au N de Zlatna. On les considérait comme résultant d'un dynamométamorphisme (72), et, en effet, ils pourraient être mis au compte des déformations tectoniques étant écrasés sous le poids des calcaires jurassiques et des roches qui les chevauchent. Un certain métamorphisme pourrait en résulter, cependant ces schistes se trouvent aussi en des endroits à tectonique bien plus tranquille, l'hypothèse devient insuffisante. Par contre on remarque une concordance entre les schistes satinés et la région de subsidence maxima du géosynclinal des Monts Métallifères, de sorte qu'on est obligé de mettre leur phyllitisation au compte d'un léger métamorphisme régional.

Le complexe détritique supérieur, forme la plus grande partie du Néocomien. Nous en décrivons ici les affleurements les plus importants.

Dans Culmea Gruicul Moghii—Gruicul Arinului, le complexe détritique est représenté par une alternance d'argiles, marnes et grès, avec de fréquentes



intercalations de conglomérats. Au N de Gruicul Moghii, s'observe une étroite bande de conglomérats à éléments calcaires qui se continuent au S du village de Răicani jusqu'à Gruicul Șes. Dans Valea Cetăței, s'observe une alternance de grès calcaires gris verdâtre, finement micacés, en couches de 2 cm jusqu'à 2 dm, et d'argiles grises, finement schisteuses, en couches plus minces. Dans Valea Tibrului, le complexe détritique consiste en une alternance de schistes argilo-gréseux verdâtres et graphiteux, et de grès micacés à grosses paillettes de muscovite en bancs de 1 à 2 m, ou massifs. Dans la crête Gruicul Păiuș—Ciocăneța, le complexe détritique est représenté par des schistes gréseux et argileux et par une alternance de grès et de conglomérats. Par altération, elles donnent un sol rougeâtre en paillettes de mica. Les conglomérats, formés par des éléments bien roulés de quartzites blancs ou gris de fumée forment de puissantes intercalations qui ressortent en relief dans les vallées.

La vallée du Cricău n'offre pas des affleurements favorables du fait de la présence de la végétation et des alluvions très développées. Dealul Cricăului montre des dépôts analogues à ceux qu'on rencontre dans la crête Gruicul Păiuș—Ciocăneța, et dans la crête Făgetul. Dans Valea Bucerdei, à l'E de la bande ophiolitique Prunășei—Dobrodeava, le complexe détritique débute par de puissants bancs de grès micacés fortement diaclasés et qui par altération avancée se résolvent en blocs à arrêtes vives. Ce mode de désagrégation du grès a déterminé certains auteurs de les considérer comme des brèches tectoniques. Des schistes argilo-gréseux à faibles intercalations de conglomérats et de calcaires blancs reposent sur les grès.

Passons à présent en revue les différents types de roches de ce complexe.

Les conglomérats sont polygènes, calcaires ou quartzitiques. Les conglomérats polygènes offrent des éléments de schistes cristallins, de roches éruptives et de calcaires mésozoïques. Nous les avons déjà examinés dans notre mémoire sur les Monts du Trăscău (31) où ils occupent de vastes surfaces. Au S de Valea Stremțului, ces conglomérats polygènes forment de bandes étroites ou de faibles intercalations. Les conglomérats calcaires ont leurs éléments formés par des calcaires gris ou noirs d'âge mésozoïque. Les conglomérats quartzitiques, gris noirâtre, ressemblent beaucoup aux conglomérats inférieurs.

Les grès micacés gris se présentent en minces plaquettes de quelques millimètres, ou en bancs de 1 à 2 m; le plus souvent ils sont massifs; ils sont traversés par des diaclases qui en facilitent l'altération et la désagrégation. Ils donnent par désagrégation un sol sableux rougeâtre, riche en paillettes de muscovite. Les surfaces de stratification de ces grès offrent de nombreux restes de plantes incarbonisées; et, sur le territoire de la commune de Tîbru on connaît une petite exploitation de charbons.

Les schistes argilo-marneux, gris verdâtre, plus rarement violacés, sont faiblement micacés et se distinguent facilement des roches similaires des autres étages.

Par égard à la succession des roches que nous venons de décrire, nous pouvons préciser que les grès massifs sont localisés à la partie inférieure du complexe, tandis que les schistes argilo-gréseux se trouvent à sa partie supérieure. Quand aux conglomérats, ils n'ont pas de position fixe; ils accompagnent habituellement les grès.

Voyons à présent les relations entre le complexe détritique supérieur et les autres niveaux crétacés. Dans le NE de la région, le Crétacé est monoclinal plongeant vers l'W, ce qui empêche de suivre la succession des niveaux. Dans la contrée de Tibru, Cricău, Țelna, on distingue une série d'anticlinaux et de synclinaux dans lesquels le complexe détritique supérieur montre une position stratigraphique bien définie, occupant la partie supérieure du Néocomien et étant recouvert en discordance par le Crétacé moyen et supérieur. Au cas où l'Eocène prend contact direct avec le complexe détritique, la limite est assez malaisé à préciser, à cause de leurs analogies pétrographiques.

Les calcaires à Orbitolines constituent un important repère paléontologique pour le complexe détritique supérieur. Ces roches gris noirâtre, parfois rouge brique offrent de nombreux éléments détritiques faiblement roulés et de faibles dimensions. L'épaisseur des calcaires varie depuis 1 m jusqu'à plusieurs dizaines de mètres.

Ces calcaires ont une structure zoogène due aux restes organiques qui sont plus ou moins roulés. Les organismes consistent en Foraminifères et Algues calcaires. Parmi les premiers, on distingue des Miliolidés (*Triloculina*, *Quinqueloculina*), Textularidés et Rotalidés. Les Orbitolines qui apparaissent dans le champ microscopique en de rares coupes transversales et très fréquentes sections non orientées, sont les seuls Foraminifères caractéristiques. Leur détermination montre que nous avons affaire à *Orbitolina lenticularis* BLUM., qui plaide pour un âge aptien.

Les Algues calcaires accompagnent les Orbitolines. Elles présentent en section transversale un aspect étoilé, dû au chenal axial et aux chenaux secondaires disposés radialement. Ce sont des Diplopores, indéterminables spécifiquement.

Comparaison entre les calcaires jurassiques et les calcaires crétacés. La majorité des roches calcaires des Monts Metallifères a été considérée jusqu'à présent comme d'âge jurassique, étant donné que les fossiles indiquaient cet âge. Au cours de nos recherches, nous nous sommes attaché à suivre par niveau ces roches, qui en réalité, en dehors du Jurassique supérieur,



mettent parfois en évidence divers niveaux du Crétacé. Le mode de présentation sur le terrain, les caractères mégascopiques, l'analyse micrographique, comme aussi les restes organiques ont permis la séparation de plusieurs niveaux.

En ce qui touche au mode de présentation sur le terrain, on constate que les calcaires crétacés forment en général des intercalations dans la série, tandis que les calcaires jurassiques se développent sur de larges surfaces, formant des bandes étendues, ou de vastes lambeaux.

L'aspect mégascopique des deux sortes de calcaires nous offre une autre possibilité de séparation: les calcaires tithoniques sont gris, prennent une patine d'un blanc de lait et les surfaces sont couvertes de lapiaz, tandis que les calcaires crétacés sont gris noirâtre ou d'un rouge brique, prennent une patine noire et se désagrègent facilement.

L'analyse microscopique donne les meilleurs résultats en ce qui concerne cette séparation. Les coupes minces montrent des éléments détritiques uniquement dans les calcaires crétacés. Ainsi, les calcaires récifaux des couches à *Aptychus* contiennent de gros éléments conglomératiques bien roulés, consistant en quartzites et roches éruptives. Les calcaires aptiens offrent de fréquents éléments détritiques, à aspect bréchoïde, variant de dimensions de 1 mm à 1 cm. Par l'enrichissement en de tels éléments détritiques les calcaires aptiens passent à des calcaires conglomératiques puis à des conglomérats calcaires.

Les restes organiques sont très précieux dans le même sens. Les calcaires jurassiques offrent une structure zoogène et oolitique; ils contiennent des fragments de Polypiers, Echinides, Lamellibranches et Gastropodes. Les calcaires blanc jaunâtre, intercalés dans les couches à *Aptychus* contiennent des restes de *Calpionella alpina* et *Lagena coulomi*. Les calcaires aptiens à Orbitolines et *Diplopora* diffèrent nettement des calcaires jurassiques et servent comme critérium d'orientation dans le complexe néocomien.

Discussion sur l'âge des dépôts. La grande étendue occupée par le Néocomien, la puissance de ses dépôts et la rareté des fossiles ont donné une grande importance aux questions de parallélisme, qui ont préoccupé tous les auteurs. La bibliographie montre que les idées sur le Crétacé ont évolué parallèlement aux recherches dans les Carpates orientales. HAUER et STACHE (19) ont décrit les sédiments en question sous le nom de « grès carpatique », lui attribuant un âge éocène. HERBICH (21) a donné les premières déterminations de fossiles crétacés. Les gisements étant assez sporadiques n'ont pas beaucoup servi au parallélisme et parfois ont déterminé de sérieuses confusions. Ainsi dans les grès et les conglomérats néocomiens, HERBICH a déterminé — comme dans les Carpates — des calcaires à Caprotines. A Piatra Craiva, cet auteur a décrit les formes: *Caprotina ammonia* d'ORB., Radiolites et Gastropodes.



Dans cette région, nous avons séparé une série de calcaires appartenant à des étages distincts.

D'après nous, les calcaires à Caprotines représentent en grande partie des calcaires tithoniques remaniés. Les Caprotines signalées par HERBICH sont des *Diceras* qui sont très fréquents dans les calcaires tithoniques.

HEREPEY mentionne du soi-disant Caprotines comme signes de Néocomien. Il a cité, comme formes néocomiennes deux espèces de Fucoïdes: *Chondrites furcatritus* et *Chondrites intricans*. Il résulte de nos observations que les sédiments à Fucoïdes sont sénoniens.

Dans ce qui suit, nous présentons nos propres résultats sur cette question controversée. Dans le Néocomien sont connus les Céphalopodes de la partie inférieure qui sont caractéristiques pour le Valanginien-Hauterivien. Le complexe suivant, barrémien-aptien à facies flysch comprend à sa partie supérieure des calcaires à Orbitolines.

En l'absence d'une étude sur les Orbitolines nous ferons appel à la bibliographie étrangère. Celle-ci montre que les déterminations spécifiques des Orbitolines sont arrivées à être utilisées dans les analyses stratigraphiques les plus délicates jouant le rôle de fossiles caractéristiques.

Les études de PIERRE VIENNOT (95) faites sur les Pyrénées démontrent que le Cénomaniens de la zone pyrénéenne à facies calcaire contient l'espèce *Orbitolina concava*, tandis que l'Albien se remarque par la présence d'*Orbitoline subconcava*. Sur la valeur stratigraphique de la dernière, VIENNOT s'exprime ainsi: «d'après tout ce que j'ai vu dans les Pyrénées, que ces Foraminifères puissent y être utilisés pour des analyses stratigraphiques très détaillées» (p. 30).

En ce qui touche les couches de transition entre l'Albien et le Cénomaniens (Vraconien), c'est l'espèce *Orbitolina conica* qui en est caractéristique. Enfin, les dépôts aptiens ont offert *Orbitolina lenticularis*. Il s'ensuit donc que les Orbitolines se rencontrent dans l'entière série depuis le Barrémien au Cénomaniens inclus. Une seule exception a été signalée par BLANCHET (6) qui a observé des Orbitolines dans des calcaires jurassiques; on est pourtant enclin à croire qu'il s'agit dans ce cas d'une détermination erronée de l'âge de ces calcaires.

Le Cénomaniens des Monts Apuseni est caractérisé par la présence d'*O. concava*, des strates de Deva. L'Albien-Vraconien du bassin de l'Ampoiul offre fréquemment *Orbitolina conica*. Le complexe détritique de l'Aptien comprend des intercalations calcaires à *Orbitolina lenticularis*. Enfin dans les calcaires à facies urgonien de Țelna, VADÁSZ (92) a déterminé *Orbitolina bulgarica*.

Entre la vallée du Stremțul et celle d'Ampoiul, se distingue le complexe des conglomérats quartzitiques et le complexe schisteux satiné que nous avons attribué au Barrémien en nous basant sur les caractères pétrographiques.



et sur leur position stratigraphique. A la partie inférieure du Barrémien s'observe une transition vers les couches à Aptychus au milieu d'une série de grès à aspect graphiteux contenant des Radiolaires. La limite supérieure du Barrémien, nous la plaçons entre le complexe schisteux satiné et le complexe détritique supérieur que nous attribuons à l'Aptien.

Il est malaisé d'établir une séparation nette sur le terrain entre les dépôts barrémiens et aptiens. En effet, l'altération marquée communiquée à ces terrains une certaine ressemblance. Il y a aussi les phénomènes tectoniques, qui souvent renversent les rapports primitifs. Enfin, les passages latéraux des sédiments caractéristiques pour les séries flyschoides interviennent pour rendre la question souvent insoluble. De ce fait et pour éviter les conclusions erronées que l'on pourrait éventuellement tirer dans ce sens, nous avons réuni sur notre carte les deux étages, en les marquant par une seule couleur.

Conditions de sédimentation. L'invasion marine dans les Monts Métallifères a commencé dans le Valanginien supérieur conduisant à l'établissement d'un faciès vaseux ammonitique. Avec le Barrémien, les eaux marines ont la tendance à recouvrir un territoire de plus en plus vaste avec des dépôts de Flysch. A la partie inférieure du Barrémien apparaît un puissant horizon de conglomérats à éléments bien roulés de quartzites, ce qui suppose un long transport par les eaux courantes. Si ces conglomérats se seraient formés plus ou moins in situ, au moment de la transgression, leurs éléments dériveraient des roches du substratum et non de quartzites qui proviennent des schistes cristallins développés dans le N, très loin de notre région. En réalité les conglomérats en question ne représentent pas les conglomérats de base d'une transgression, mais résultent d'éléments entraînés par les eaux courantes et que la transgression marine les a trouvés déjà déposés.

Les conditions particulières qui ont présidé au dépôt du Barrémien ont communiqué un aspect phylliteux aux schistes argilo-gréseux de la partie supérieure. Si l'on suit l'extension de ce complexe satiné on constate qu'il occupe la surface la plus grande entre Valea Ampoiului et Valea Iezerului là où le géosynclinal offre le maximum de subsidence.

Avant d'aller plus loin nous essayerons de reconstituer l'aspect paléogéographique durant le Néocomien.

La partie axiale de la chaîne constituait un géanticlinal qui présentait un soulèvement accentué vers le N, arrivant à être en grande partie exondé. Vers le SW, le géanticlinal s'envoyait graduellement et présentait un maximum de descente au droit du bassin actuel de l'Ampoiul.

Le massif ophiolitique des trois Almaş jouaient le rôle de cordillère dans la partie occidentale.

Au cours de l'Aptien, la mer atteint le maximum d'extension gardant en ce qui concerne ses dépôts le faciès Flysch. Le fait qu'à la fin du Néocomien



les sédiments revêtent un caractère grossièrement détritique, conduit à admettre que le géosynclinal était bien moins profond. Avec l'Aptien la première phase de sédimentation du géosynclinal se ferme.

Si l'on examine la distribution des sédiments aptiens, on observe que le voisinage du géanticlinal est marqué par les conglomérats polygènes, ceux-ci étant remplacés plus loin par des grès et des schistes argileux. Les lignes de distribution du facies sont disposées parallèlement au géanticlinal.

Le remplissage du géosynclinal étant achevé à la fin de l'Aptien, les mouvements de la phase austrique interviennent. Après une courte interruption de la sédimentation le géosynclinal reprend son jeu, sa surface étant plus réduite, pendant l'Albien.

c) ALBIEN - VRACONIEN

En nous trouvant dans une région où les phénomènes tectoniques méso-crétacés ont une très grande importance, nous nous sommes dès le début posés le problème de l'existence de l'Albien. Dans la région de Zlatna, les conglomérats cénomaniens ayant un caractère nettement transgressif sur les lignes tectoniques, nous avons supposé l'Albien comme englobé dans la masse des dépôts aptiens. Dans le bassin inférieur de l'Ampoiul, la séparation étant possible du complexe des couches de Tăuți, Găureni et Gura Ampoiței, compris entre l'Aptien et le Céomanien, nous sommes arrivés à la conclusion que l'Albien apparaît distinctement dans les Monts Métallifères.

Extension des dépôts. Les dépôts en question s'étendent d'un côté et d'autre de l'Ampoiul entre Prisaca et Gura Ampoița, comme aussi dans la région de Cetea—Galda de Sus. Au S de l'Ampoiul, ils forment une bande continue orientée E-W et qui est limitée au S par la masse des conglomérats cénomaniens. Au N de l'Ampoiul, l'Albien forme quelques lambeaux. Près de Meteuș, les couches albiennes se trouvent dans Dealul Morilor et à proximité de l'église; près de Tăuți, elles se développent à Fața Baraței; tandis qu'à Gura Ampoița l'Albien constitue le lambeau le plus oriental. Sur le territoire de Galda de Sus et Cetea, l'Albien forme deux bandes parallèles.

Description des principaux affleurements. Près de Găureni l'Albien affleure bien dans Dealul Varului, où s'observe une alternance de dépôts argileux, grès et calcaires. Les schistes argileux, micacés, sont d'un rouge violacé ou gris verdâtre. Les grès, glauconitiques, verts, à muscovite visible sur les plans de stratification, présentent des hiéroglyphes; ils ne sont pas diaclasés et se rencontrent sous forme de plaques à aspect curbicortical ou alors massifs. Les grès massifs se trouvent sous forme de blocs à arêtes vives et ont un diamètre de 2 à 4 dm, présentent une patine couleur de rouille ou violacée.



Les calcaires forment des bancs de 1 à 5 m d'importance contenant, en dehors de porphyres et quartzites, de fréquents éléments remaniés de schistes argileux et de grès aptiens. Comme restes organiques, on y remarque des fragments d'Echinides de 2 à 4 cm d'épaisseur.

Dans la région de Tăuți, les tributaires droits de l'Ampoiul recourent un peu partout les dépôts albiens, offrant de beaux profils. Ainsi, le long du Pârâul Cheia, affleurent des schistes argileux violacés, des grès micacés gris verdâtre et des grès glauconitiques à hiéroglyphes variés. Les autres vallées (Purcărețul, Găureni, Seaca) montrent les mêmes dépôts.

Au N de Valea Ampoiului, les couches de Barața affleurent bien grâce aux carrières qui fournissent les matériaux d'entretien pour la chaussée Alba Iulia-Abrud. Ces dépôts contiennent, en dehors de schistes argileux, gris et conglomérats, des calcaires, offrant les variétés qui suivent:

- calcaires compacts gris noirâtre, qui contiennent des restes organiques, étant dépourvus d'éléments détritiques;

- calcaires noirs à petites concrétions de silex et à fragments d'Echinides;

- calcaires à éléments détritiques montrant de nombreux Orbitolines ainsi que de fragments d'Echinides; les éléments détritiques consistent en quartzites bien roulés qui apparaissent en relief à la surface des bancs; les Orbitolines s'observent à la surface des bancs ou sont comprises dans les inclusions marneuses;

- calcaires en blocs, de 5 cm à 1 dm diamètre, bien roulés et riches en restes organiques;

- enfin des calcaires gris à nuance maron, à aspect grenu et contenant des éléments verts remaniés, comme aussi des Orbitolines et Echinides.

Les couches de Gura Ampoița affleurent au voisinage des « klipptes » de Pietrile Ampoiței, et sont représentés par les mêmes schistes argileux violacés ou gris verdâtre, grès et calcaires conglomératiques. Les grès micacés, à surfaces onduleuses et à coulées de boue présentent des restes de plantes incarbonisées. Les calcaires conglomératiques en bancs d'1 m d'importance contiennent des schistes argileux et des grès néocomiens.

Dans la forêt au SE de Vârful Măguliciu s'observe de nombreux blocs de grès massif à arêtes vives et sans diaclases. Dans les environs de Galda de Sus-Cetea, l'Albien-Vraconien est représenté par des argiles, des marnes sableuses et marnes rouge violacé à intercalations de grès gris verdâtre schisteux ou en plaquettes. Dans la vallée de Cetea, ce complexe se répète trois fois; les derniers affleurements sont recouverts par le Miocène.

Stratigraphie. L'analyse des différents affleurements albiens nous met donc en présence de trois horizons:

L'horizon du grès massif qui forme la base du complexe albien et qui s'étend de Vârful Măguliciu à Barața et jusqu'à Dealul Varului.



L'horizon moyen représenté par l'alternance de schistes argileux verdâtres et violacés, grès glauconitiques et calcaires organogènes; les couches de Gura Ampoița et ceux de Găureni se situent à la partie supérieure du grès massif.

L'horizon des schistes argilo-gréseux qui est le mieux développé au S de Valea Ampoiului, occupant une position supérieure au reste de l'Albien entre les villages Poiana et Tăuți.

Ces trois horizons ont chacun une individualité bien définie et l'entier complexe repose en discordance sur le Barrémien-Aptien ainsi que sur des formations plus anciennes.

C'est cette séparation par rapport au Barrémien-Aptien qui n'était pas bien connue. Les auteurs qui nous ont précédé s'étaient laissés tromper par l'analogie de facies, qui est en effet notable, et donne à penser que l'on est en présence de dépôts appartenant à une seule et même série. Les observations de détail prouvent cependant qu'il n'en est rien. Il y a des différences et même très évidentes.

Ainsi, les dépôts albiens, faiblement plissés, ne sont pas diaclasés ou, du moins très rarement, contrairement au Néocomien, qui est partout et dans tous les sens traversé de fractures et de diaclases. L'Albien est, sur de grandes distances, non plissé et on n'y observe pas l'aspect phylliteux du Néocomien. Les marnes violacées sont communes il est vrai aux deux; toutefois elles sont bien moins répandues dans le Néocomien, tandis qu'elles sont quasi-générales dans l'Albien. C'est cette couleur qui a été pour beaucoup dans l'assimilation de ces deux séries et à leur attribution au Néocomien. UHLIG (92) rapportait toutefois ces dépôts au Crétacé supérieur.

Passons à présent aux rapports stratigraphiques de cet Albien - Vraconien. Très nets sont les rapports avec les calcaires jurassiques, que l'Albien recouvre en discordance tandis que le Néocomien montre avec ces calcaires toujours des rapports compliqués.

Une discordance entre l'Albien et le Néocomien s'observe dans la partie nord-est de la région occupée par l'Albien: celui-ci prend contact avec le Néocomien par son horizon pélitique rouge. Entre Valea Geoagiului et Valea Galdei on distingue trois bandes de cet horizon. La première, NE-SW est longue de 3,5 km et large au plus de 1 km. La seconde se trouve immédiatement au S; elle présente la même orientation: et s'abaisse jusque dans Valea Galdei ne dépassant pas 300 m de large. La troisième, enfin, la plus méridionale et la plus courte est recouverte à son extrémité nord par le Miocène. Si l'on étudie le contact de ces bandes avec le Néocomien, on constate que dans le flanc oriental les dépôts albiens recouvrent le Néocomien tandis que dans le flanc occidental ils sont recouverts par ce dernier. Si l'on suit cependant les extrémités de ces bandes l'on remarque qu'elles se ferment périclinalement sur les hauteurs; ces bandes représentent donc des

synclinaux, à flanc sud normal tandis que le septentrional est chevauché par l'Aptien. Ces synclinaux sont les suivants: le synclinal Gruicul Arinului—Prislop, le synclinal Gruicul Arinului—Valea Galdei—Prăgșor.

Dans le bassin de l'Ampoiul, l'Albien forme dans son ensemble une grande dalle discordante sur le Néocomien. Sa limite d'érosion qui se trouve au N de V. Ampoiului, ne montre pas des plis distincts. Au S de l'Ampoiul, on peut voir les rapports avec le Cénomanién conglomératique; la discordance angulaire nette, démontre une dysharmonie entre le Vraconien et le Cénomanién.

Enfin, dans les environs de Gura Ampoița, le Tertiaire recouvre en discordance l'Albien, dont le support est ici inconnu.

Discussions sur l'âge des dépôts. Nulle part dans les Monts Apuseni l'on n'est pas arrivé jusqu'à présent à une séparation précise de l'Albien-Vraconien. Bien qu'on y ait trouvé des fossiles caractéristiques, ceux-ci n'ont pas constitué un point de départ pour la délimitation de l'étage.

Des grès de la contrée Zam—Godinești ont fourni à K. PAPP dans Vârful Măgura, à la cote 594 la faune suivante:

Orbitolina lenticularis LAM.

Montlivaultia sp.

Trochocyathus cf. *wiltshirei* DUNCAN

Rhynchonella tripartita PICT.

» sp. aff. *valanginiensis* LAM.

Pecten (Camptonectes) gaultinus WOODS

Anomia sp.

Alectryonia sp.

Arca sp.

Astarte sp. *pseudostriata* D'ORB.

Thetis major SOM.

» *minor* SOM.

Cardium cottaldinum D'ORB.

Turbo minutus FORBES

Desmoceras cf. *mayorianum* D'ORB.

De cette liste on peut retenir comme caractéristiques, *Orbitolina lenticularis* LAMARCK et *Puzosia mayori* D'ORB. (= *Desmoceras mayorianum*). Les autres formes sont, ou peu homogènes, p. ex. *Rhynchonella* aff. *valanginensis* LAM. associée à *Pecten gaultinus* WOODS, ou alors montrent trop d'extension verticale.

Quant à *Orbitolina lenticularis*, elle se trouve dans le Barrémien-Aptien des Monts Métallifères. Il s'agit probablement d'une détermination approximative, car c'est une question très délicate. Dans le bassin de l'Ampoiul,

des calcaires nous ont fourni *Orbitolina conica*, qui est caractéristique pour la partie supérieure de l'Albien.

Bien meilleur à Zam c'est *Puzosia mayori*, caractéristique pour l'Albien et le Cénomanien. Nous citerons aussi *Belemnites bipartitus*, déterminé par L. R. v. TELEGD et provenant de Tăuți (trouvé près de l'église du village). Étant donné que cette forme a été récoltée au milieu des affleurements albiens de la région, nous sommes enclins à croire que nous avons affaire à une autre espèce.

L'existence de la glauconie dans les dépôts de la Vallée d'Ampoiul appuie elle aussi la présence de l'Albien.

Nous pouvons donc en conclure que dans le bassin de l'Ampoiul et à Galda de Sus—Cetea un complexe de dépôts peut être distingué, complexe comportant trois horizons (grès massifs à la base, suivi par l'horizon moyen et celui-ci par des dépôts argilo-gréseux) et qui est séparé par des discordances stratigraphiques, à la base par rapport au Barrémien-Aptien, au sommet vis-à-vis du Cénomanien.

L'âge albien-vraconien de ce complexe est appuyé par *Orbitolina conica*, fréquents à Găureni, Tăuți et Gura Ampoitei.

Les dépôts en diffèrent de ceux du Néocomien, avec lesquels on les confondait jusqu'à présent, par la fréquence de la glauconie de nombreux hiéroglyphes et la présence d'éléments remaniés de Néocomien. Aussi par le plissement plus faible et l'absence de diaclases.

La transgression albienienne a eu lieu après la phase de plissement méso-crétacée, et s'est faite graduellement du S vers le N. Ainsi, tandis que dans le bassin de l'Ampoiul l'Albien-Vraconien est complètement développé par ses trois horizons; à Galda de Sus—Cetea la transgression commence à peine avec l'horizon supérieur.

De cette manière nous sommes à même de préciser, en démontrant l'existence de l'Albien-Vraconien dans les Monts Métallifères, l'âge des phénomènes tectoniques qui se traduits par la formation d'une nappe de décollement.

d) CÉNOMANIEN

Distribution. Les dépôts en sont bien développés dans la région et ont été signalés dès le début, grâce à leur facies particulier, à la discordance angulaire qui les sépare du reste, et aux formes organiques. HAUER et STACHE (19) les ont identifiés les premiers au N du Mureș. Dans notre région, nous avons séparé des dépôts cénomaniens à Bucerdea et dans la contrée comprise entre Cricău et Valea Galdei. Au N de Bucerdea nous avons séparé comme Cénomanien une étroite bande de conglomérats comprise entre l'Aptien et le Sénonien. Dans Dealul Făgetului, ces conglomérats offrent des éléments calcaires, d'autres de schistes aptiens, et de rares blocs de radiolarites.



La plus grande étendue occupée par le Cénomanien se trouve entre Valea Cricăului et Valea Galdei.

Dans la première, le Cénomanien affleure très favorablement. Il est constitué par des conglomérats, associés à de puissants bancs de grès. Dans la masse des conglomérats, on observe de grands blocs de calcaires irrégulièrement répandus sur les crêtes et sur les pentes des vallées.

Dans Valea Galdei, les couches argilo-gréseuses, aptiennes et albiennes supportent les conglomérats polygènes et les calcaires à Echinides cénomaniens. Les conglomérats ont parmi leurs éléments des calcaires jurassiques, des grès crétacés, jaspes, diabases, porphyrites, quartzites, micaschistes et gneiss. Ce sont des roches massives donnant des reliefs vigoureux et habituellement boisés. Les calcaires à Echinides forment une suite de lentilles sur la bordure ouest des conglomérats.

Au S de l'Ampoiul, le Cénomanien prend un grand développement. La vallée du Purcărețul à travers les dépôts consistant en une alternance de conglomérats, grès et argiles. Les premiers, polygènes offrent des éléments de quartzites blancs et noirs, calcaires jurassiques, comme aussi des calcaires et des grès néocomiens. Les grès, micacés, gris ou gris verdâtre présentant la stratification curbicorticale, sont faiblement ondulés et offrent rarement des trainées de boue. Ils sont durs, n'ont pas des diaclases et forment des bancs épais d'1 dm à 1 m. Par endroits ils deviennent conglomératiques par l'intercalation de petits éléments de quartzites. Des argiles grises ou gris verdâtre s'associent aux grès occupant la partie supérieure des conglomérats polygènes.

Position stratigraphique. Si l'on suit les rapports entre les différents types de roches cénomaniennes, on constate qu'il est difficile d'établir une succession valable pour toute la région, du fait des fréquents changements de facies. Dans ce qui suit, nous essayerons de débrouiller au moins la question.

Dans la vallée de l'Ampoiul s'observe une dysharmonie entre l'Albien et le Cénomanien. L'Albien schisteux, fortement plissé supporte les conglomérats cénomaniens faiblement ondulés. Cette dysharmonie s'observe dans tout le bassin de l'Ampoiul.

Entre Cricău et Valea Galdei, les conglomérats dessinent un large synclinal, flanqué par l'Aptien, et subdivisé par un anticlinal médian en deux synclinaux secondaires. Dans Valea Galdei, à l'extrémité nord du synclinal oriental, se trouve le complexe pélitique-violacé de l'Albien.

Dans la contrée de Bucerdea—Telna, on peut voir comment le Cénomanien supporte les marnes rouges sénoniennes. Les conglomérats au S de l'Ampoiul sont surmontés par le Turon-Sénonien.

D'après ce qui vient d'être consigné, les rapports stratigraphiques des

conglomérats polygènes sont tels qu'ils peuvent être attribués au Cénomanién. Cette affirmation est appuyée par les restes de fossiles.

Transgression cénomaniénne. Dans les Monts Métallifères l'étage marque une importante transgression, qui semble être venue de l'E. A la bordure orientale de ces montagnes, le Cénomanién n'avance pas beaucoup vers la zone axiale. Dans le bassin de l'Ampoiul, les conglomérats atteignent le maximum d'avancement vers l'W approchant le noyau cristallin des Monts Apuseni. L'identification de l'étage dans la région de Brad (47) complète l'image de cette transgression.

En suivant l'extension du Cénomanién, on voit que la transgression s'est manifestée en particulier dans la région médiane des Monts Métallifères. Les eaux marines avançant par la région de l'actuel Ampoiul, sont arrivées jusque dans les environs d'Abrud. Sur leur chemin, elles ont rencontré et attaqué la chaîne formée pendant la phase antéalbiénne.

La formation de la Dépression transylvaine a créé une discontinuité qui empêche de pouvoir reconstituer les contours de la mer cénomaniénne et en même temps de voir les relations avec la mer qui recouvrait à cette époque les Carpates orientales. D'ailleurs l'existence du Cénomanién qui est certaine, comme nous l'avons déjà dit, dans les Monts Métallifères, est encore en discussion en ce qui concerne les Carpates orientales.

L'extension et les facies du Cénomanién sont le meilleur appui pour reconstituer les aspects paléogéographiques de l'étage.

Facies. Il s'agit de facies uniquement néritiques littoraux. L'imposante masse des conglomérats polygènes démontre le début d'une grande transgression. L'uniformité de facies c'est son caractère essentiel. La présence de grands blocs de calcaires jurassiques plaide pour la formation sur place de ces dépôts; elle rejette toute idée de transport. Cela dit encore que la transgression rencontrait devant elle un relief jeune et vigoureux. Cela explique aussi la variation qui s'observe dans la masse de ces conglomérats, dont les éléments sont calcaires au voisinage des grands affleurements jurassiques, et quartzeux près du noyau cristallin du Gilău.

L'essai de subdiviser l'étage dans la contrée comprise entre Cricău et Valea Galdei, nous a conduit à l'idée que les différents types de roches ne constituent pas des niveaux distincts mais seulement de petites variations de facies. Les restes d'Ostréidés, comme aussi les grès à *Acanthoceras* (47) riches en restes de plantes incarbonisés plaident pour un facies néritique de faible profondeur.

Dans notre région on constate aussi une dépendance du Cénomanién de l'Albién et du Sénonién.



Enfin, un dernier caractère du Cénomanien, c'est son volume stratigraphique imposant partout où il affleure.

Les conglomérats recouvrant en transgression les terrains les plus anciens peuvent donc être considérés comme formés pendant une grande transgression marine qui ne peut être que la transgression cénomanienne.

Dans ce qui suit, nous essayerons d'appliquer les idées de J. BOURCART (8) sur le conglomérat de base considéré comme caractérisant le début d'une invasion marine. Basé sur des données océanographiques, l'auteur affirme que les transgressions marines ne se caractérisent pas par la présence de tels conglomérats. Les éléments conglomératiques, en général bien roulés, ne sont pas dus à l'action des courants marins mais au transport par les eaux fluviales. Ils sont trouvés tout faits par les eaux marines, déjà élaborés par les eaux continentales durant les époques de régression.

Dans notre région, les conglomérats cénomaniens ne peuvent toutefois avoir une origine fluviale. En effet, leurs éléments n'ont rien d'exotique; ils appartiennent au substratum. Leurs dimensions, pouvant atteindre des proportions gigantesques nous obligent à admettre leur formation quasi sur place. Les rapports avec le Néocomien montre que nous avons affaire à une nappe continue et qu'il ne s'agit pas de trous remplis par des graviers fluviaux. Enfin, les transitions latérales militent pour l'existence d'une puissante masse de roches sédimentées au cours de la transgression.

Les seules données qui appuyent l'idée de J. BOURCART sont les éléments quartzeux de faibles dimensions (1—4 cm) connus dans les environs de Boteș—Negruleasa, comme aussi la forme d'auge de la région Valea Cricăului—Valea Galdei.

Si nous analysons l'origine des conglomérats cénomaniens de notre pays, nous distinguons dès le début, des conglomérats formés dans des avant-fosses, en bassins isolés, ou sur les plateformes littorales.

Les conglomérats des avant-fosses sont formés d'éléments de nature et de grosseur variée et qui ont été remaniés du substratum. Ils caractérisent les conglomérats cénomaniens des Monts Métallifères et des Perșani. Ils se sont constitués durant une invasion brusque de la mer qui a rencontré devant elle un relief jeune et vigoureux, né durant la phase anté-albienne. La violence de la sédimentation a fait que les conditions de vie soient défavorables.

Les conglomérats formés dans des bassins plus ou moins isolés de géosynclinaux se présentent seuls avec les caractères mis en avant par J. BOURCART. Leurs éléments n'appartiennent pas dans ce cas au substratum, mais ont été apportés de grandes distances par l'action de transport des eaux fluviales. Les conglomérats cénomaniens du bassin de la Dâmbovicioara offrent des éléments de quartzites bien roulés, tandis que s'il s'agissait de conglomérats de transgression ces éléments consisteraient en blocs de calcaires jurassiques et néocomiens et en schistes cristallins à aspect bréchoïde. Enfin,



le Cénomaniens de Dâmbovicioara, comme celui de la Dobrogea, se caractérise par une patine verdâtre due au sol sous-marin et la nature calcaire du ciment.

Il résulte de ce qui vient d'être consigné que les propriétés des conglomérats de transgression définies par J. BOURCART se vérifie chez nous dans le cas des conglomérats déposés en de bassins isolés ou sur des structures tabulaires.

La présence de grandes masses de conglomérats cénomaniens dans les Monts Métallifères et les Carpates orientales, qui marquent une transgression nette, est due à la destruction par la mer d'un relief jeune résultant de l'orogénèse mésocrétacée.

Aspects paléogéographiques durant le Cénomaniens. La distribution des affleurements cénomaniens peut être utilisée avec succès dans l'établissement des contours de la mer respective, qui est venue de l'E. Nous essayerons donc de déchiffrer les aspects du fond marin durant le Cénomaniens.

Vers la fin du Néocomien s'esquissait dans la région d'Abrud—Zlatna une zone d'affaissement. Après la phase d'orogénèse mésocrétacée, les eaux de la mer albiens prononcent une première transgression toute locale. Avec le Cénomaniens, la mer se réinstalle dans les Monts Métallifères, pénétrant profondément à l'intérieur de la future chaîne. Le Cénomaniens des environs de Brad, que nous identifions par la trouvaille d'*Acanthoceras rotomagense* (47), prouve l'extension de la mer cénomaniens dans la partie occidentale des Monts Métallifères.

Résumé. Après la phase mésocrétacée l'emplacement des Monts Métallifères a été occupé par la grande transgression cénomaniens.

Les dépôts sont caractérisés par un grand volume stratigraphique par leur uniformité de facies et leur dépendance vis-à-vis des sédiments albiens et sénoniens. Les conglomérats polygènes discordants sur les horizons antérieurs marquent une transgression marine sur un relief jeune et faiblement consolidé résultant de l'orogénèse anté-albiens. Avec le Crétacé supérieur, la configuration géographique de notre région souffre des modifications importantes que nous montrerons dans le chapitre suivant.

e) TURONIEN-SÉNONIEN

Le complexe est bien représenté dans la région périphérique du noyau cristallin des Monts Apuseni et sur la bordure orientale et méridionale des Monts Métallifères.

Dans la première région le Turon-Sénonien est indépendant des autres affleurements crétacés, prenant contact direct avec le fondement cristallin. Dans la deuxième, le complexe est en relation avec le Cénomaniens. Dans la



partie méridionale des Monts Métallifères, le Turon-Sénonien a été l'objet de recherches de la part de LÓCZY (63), PÁLFY (70) et NOPCSA (69). Dans la partie orientale nous avons observé des dépôts sénoniens différant par leur nature pétrographique de ceux du S de l'Ampoiul. Nous insisterons plus loin sur ces dépôts.

Répartition. Nous commencerons par la description des affleurements de la région Cricău—Bucerdea—Țelna. Entre les vallées inférieures du Cricău et de la Țelna se développe une importante zone sénonienne qui au droit des villages Bucerdea et Craiva atteint son maximum de développement. Dans la vallée de la Țelna, cette zone s'interrompt brusquement recoupée par une faille parallèle au cours de la rivière. Ces dépôts prennent contact avec le Crétacé plus ancien seulement au N, tandis que dans le reste les dépôts tertiaires masquent le contact du Sénonien avec le soubassement.

Descriptions des principaux affleurements. Les affleurements les plus importants se recontrent sur la hauteur Dealul Poienilor—Vârful Măgurei dans la vallée de Bucerdea, comme aussi le long des chemins au N des villages Craiva, Bucerdea et Cricău.

Dans Dealul Poienilor affleure une alternance de marnes grises et rouges à intercalations des grès en plaquettes. Les marnes se ramolissent au contact de l'eau, formant une pâte dans laquelle sont implantés des fragments de grès à nuance gris verdâtre, très diaclasés, offrant sur les surfaces de stratification des hiéroglyphes et des traces d'écoulements boueux. On observe encore dans la contrée des roches siliceuses noires à cassure esquilleuse riches en Radiolaires.

Au SW de Vârful Rîpei, les dépôts sénoniens se présentent comme un amas chaotique de marnes grises et rouges faisant l'effet d'une brèche tectonique. Des plaquettes de grès gris verdâtre sont répandues à la surface de ces marnes.

I. P. VOITEȘTI a déterminé dans le complexe de Valea Bucerdei une *Bellemnitella*. Au même endroit, nous-mêmes avons recolté un bloc calcaire de couleur brune, montrant des fragments d'Echinides et d'Inocérames. Sur le chemin qui conduit de Valea Craivei vers le village de Cricău, le Sénonien est constitué par des marnes grises, marnes montrant de minces intercalations (1—2 cm) de grès gris verdâtre à hiéroglyphes et fucoïdes. L'entier complexe est diaclasé, et la calcite rose qui remplit les diaclases éparpillées en fragments innombrables à la surface désagrégée de l'affleurement, fait l'impression de restes d'Inocérames.

Enfin, sur la colline qui sépare Valea Craivei de Valea Cricăului (au N de la cote 447), le Sénonien affleure avec les mêmes caractères pétrographiques que dans les contrées déjà passées en revue.



Le Sénonien de la région Cricău—Bucerdea—Țelna offre les éléments structuraux qui suivent:

Le synclinal de Craiva—Cornet—Dealul Poienilor, qui a son flanc Nord appuyé sur les conglomérats cénomaniens et des dépôts éocènes occupent son axe;

L'anticlinal Vârful Măgurei—Vârful Râpei—Cilag, qui est orienté NW-SE et sépare les lambeaux d'Eocène de la ligne Craiva—Țelna d'autres lambeaux éocènes qui se trouvent au S;

Le synclinal Dealul Boerului—Vârful Măgurei qui est rempli à l'W par des dépôts éocènes;

L'anticlinal de Biharia, qui soulève l'Eocène de Bucerdea.

D'autres contrées comportant du Sénonien sont: Prisaca, Dealul Secătura—Valea Ursului et Bălătruc—Tăuți.

Le Sénonien de Prisaca se rencontre sous la forme d'une mince bande, dans Dealul lui Peteu, représentée par des marnes rouges faiblement micacées à Rosalines, calcaires blancs en plaquettes de 2 cm d'épaisseur et des radiolarites vertes et rouges en petits bancs de 5 cm d'importance.

Les dépôts sénoniens de Dealul Secătura—Valea Ursului, prennent contact au N avec une bande d'ophiolites et au S avec le Céno-manien. Ils sont représentés par des marnes gris noirâtre, finement micacés; des grès en bancs de 5 cm d'épaisseur, faiblement diaclasés et montrant des pistes de vers à la surface supérieure, grès calcaires durs fortement diaclasés et des conglomérats à petits éléments quartzitiques.

Caractères paléontologiques. Le Crétacé supérieur de l'E et du SE des Monts Métallifères comporte une première série, très fossilifère et une autre formée de marnes rouges rappelant les dépôts sénoniens de la zone du Flysch de la Munténie. Nous commencerons par la série fossilifère, dans laquelle HERPEY (26) a déterminé à Vințul-de-Jos les formes qui suivent:

Cyclolites eliptica GUETTARD.

Inoceramus cripsi MANT.

Hippurites consobrinus.

La faune de Vinț a fait l'objet d'une étude de la part de PÁLFY (70), qui a décrit comme formes caractéristiques turonien-sénoniennes les suivantes:

Cerithium hoeninghausi KEFST.

Melanopsis crassatina VIDAL.

Actaeonella gigantea SOW.

Glaucania obvoluta SCHLOTH.

Inoceramus cripsi MANT.



Encore de Vinț, NOPCSA (69) a déterminé de Céphalopodes aussi turon-s énoniens:

Pachydiscus neubergicus. HAUER

Pachydiscus colligatus BIRK.

Pachydiscus sp.

Scaphites sp.

Dans les limites de notre région, la série fossilifère a été identifiée au S de Valea Ampoiului. L. R. TELEGD (80) a déterminé dans le marnes à Rosalines de Bălătruc une faune de Coralliaires non-récifaux et de Mollusques. I. GERMAN (15) a décrit de nouvelles formes du même point fossilifère.

Sur la base des listes de fossiles présentées, on a essayé de préciser le niveau stratigraphique et le parallélisme des affleurements. PÁLFY a distingué, à Vinț la succession qui suit: couches à Inocérames, couches à *Actaeonella gigantea*, couches à *Cerithium* et couches à *Sabal major*. Pour étayer l'extension admise par lui en Transylvanie, FR. NOPCSA a considéré les couches à Inocérames comme représentant le Campanien supérieur. Les derniers temps, G. MACOVEI et I. ATANASIU (64) ont placé les mêmes couches à la base du Maestrichtien. Les couches à *Actaeonella* et ceux à *Cerithium* correspondraient dans cette idée au Maestrichtien supérieur.

En dehors des dépôts fossilifères, le Crétacé supérieur des Monts Métallifères comprend aussi des sédiments exempts de macrofaune. Dans ce cas, les Foraminifères plus spécialement les Rosalines et les Lagenidés peuvent apporter des contributions précieuses à la détermination de l'âge des dépôts. La valeur stratigraphique des Rosalines pour le Crétacé supérieur a été démontrée par J. de LAPPARENT (59), P. VIENNOT (93) et J. LACOSTE (58).

RUPERT JONES, L. MORET et J. CUSHMAN ont soutenu que les Rosalines ne sont pas caractéristiques pour le Supracrétacé, mais qu'elles représentent des fossiles de facies. LACOSTE a précisé que les Rosalines trouvées dans les Tertiaires sont remaniées, affirmant que, « Les Rosalines n'existent pas dans le Crétacé inférieur ni dans le Nummulitique, ni dans le Miocène ».

D'après DE LAPPARENT le niveau inférieur à Rosalines correspond au Cénomanién. LACOSTE a rencontré cependant des Rosalines dans le Vraconien. Jusqu'à ce jour ces organismes n'ont pas été cités dans le Néocomien, ni dans des dépôts plus récents que le Danien.

La présence des Rosalines dans le Crétacé supérieur des Monts Métallifères a été démontrée pour la première fois par nous dans le bassin de l'Arieș (31). Les derniers temps nous les avons trouvées dans les contrées de Țelna—Cricău, Prisaca et Tăuți.

Position stratigraphique et subdivisions. Le Néocrétacé apparaît, dans les Monts Métallifères, en des conditions normales. Dans le bassin de l'Arieș



il s'est déposé directement sur le socle cristallin, débutant par des conglomérats bréchoïdes d'un rouge violacé, considérés autrefois comme du Permien (Verrucano). Au N du Mureș, le Néocrétacé repose sur le Cénomanién et leurs analogies pétrographiques rendent la délimitation exacte très incertaine.

Seule la présence des Rosalines permet de les séparer du Crétacé plus ancien. En ce qui concerne sa subdivision, on peut préciser que l'on peut séparer dans la région un complexe inférieur d'âge turonien supérieur-sénonien inférieur (Coniacien) caractérisé par les espèces qui suivent:

Actaeonella gigantea SOW.

» *conica* ZEK.

» *goldfussi* D'ORB.

Glauconia kefersteini GOLDF.

Radiolites socialis D'ORB.

L'épaisseur du complexe est surtout formée par les marnes à Rosalines de la partie supérieure. Habituellement la tendance existe d'attribuer ces marnes à la partie supérieure du Sénonien; mais le fait que les espèces de Rosalines sont associées à *Lagena sphaerica*, qui est caractéristique pour le Tournonien nous fait croire que les marnes en question se trouvent dans toute la série supracrétacée.

Les difficultés de subdiviser cette série proviennent du fait que NOPCSA a considéré les couches à *Parapachydiscus neubergicus*, forme maestrichtienne, comme l'équivalent des couches à Inocérames de Vinț. Il s'en suivait la conséquence erronée d'attribuer *Actaeonella gigantea*, qui caractérise partout la base du Sénonien, au Maestrichtien.

Au-dessus des couches à Cerithium, NOPCSA figure des dépôts daniens consistant en grès à *Sabal major*, sables et marnes rouges. La présence des plantes ne peut cependant constituer un argument à l'appui du Danien, étant donné qu'à la base du Néocrétacé du bassin de l'Arieș se rencontre des plantes fossiles associées à des Rosalines.

Facies. Deux formations ont été séparées par LŐCZY dans le Néocrétacé de la région: la formation de Gosau et la formation de Flysch. La première comprendrait des dépôts à Coralliaires, Hippurites et Rosalines formés dans une mer à type méditerranéen, indépendante du géosynclinal du Flysch carpatique. La formation de Flysch serait représentée, par des marnes déposées dans une mer froide qui convenait au développement des Inocérames.

Nous montrerons à présent le mode d'interprétation des rapports entre les deux formations, tels qu'ils résultent de la bibliographie. LŐCZY (63) a considéré la superposition anormale du Flysch sur le Gosau. D'autres auteurs (64), pour lesquels le Flysch était d'âge néocomien ont mis en discussion la



question d'un charriage important. Si l'on suit les rapports entre les différentes roches du bassin de l'Arieș, on arrive aux conclusions suivantes: la formation de Gosau et celle de Flysch appartiennent les deux au Néocrétacé; les rapports entre les deux sont normaux; ces formations sont en réalité deux facies distincts du Turon-Sénonien, qui se suivent en continuité et sans dérangement tectonique; les changements de facies ont lieu rapidement aussi bien verticalement qu'en sens latéral, du fait du changement des conditions bathymétriques; le facies de Gosau représente un facies littoral de cordillère, tandis que le facies marneux à Rosalines, le Flysch, est un facies néritique.

Aspects paléogéographiques durant le Néocrétacé. Dans notre région le Néocrétacé ne forme pas des zones continues comme dans le bassin de l'Arieș, mais des lambeaux plus ou moins développés le long de la bordure orientale et méridionale de la chaîne. La répartition de ses sédiments nous offre un moyen de préciser les aspects paléogéographiques de cette région durant le Crétacé supérieur.

Après le dépôt des conglomérats cénomaniens la configuration des Monts Métallifères a subi des modifications importantes. Le colmatage par les dépôts pséphitiques cénomaniens et le soulèvement de la chaîne ont eu comme suite le déplacement de la mer, qui vient occuper l'actuel Bassin transylvain. Les dépôts sénoniens de notre région sont dûs à cette mer. Mais, avec le Crétacé supérieur on observe que les eaux marines prononcent une invasion qui recouvre Muntele-Mare, dépassant de beaucoup les limites du Infracrétacé et du Crétacé moyen. Afin d'expliquer cette extension, il nous faut admettre l'apparition de déformations morphologiques qui se trouvant au-dessus du zéro marin se sont traduites par des couloirs et des golfes variés. Les contours de la mer néocrétacée tels qu'il nous apparaissent au N de la chaîne, font l'impression d'une grande transgression, plus importante même que celle du Céomanien. De fait on ne se trouve pas devant une transgression proprement dite, mais plutôt d'une ingression dans l'avant-fosse de l'Arieș à l'extérieur du noyau cristallin. Due à cette pénétration marine, le facies littoral est bien développé, à côté du facies néritique. Par différence des géosynclinaux où se trouve uniquement le facies néritique, le littoral était détruit par l'érosion.

En suivant la sédimentation laissée par cette ingression, on observe que son début est marqué par un conglomérat bréchoïde rouge violacé, formée de schistes cristallins et de blocs de quartzites. L'aspect bréchoïde des éléments montre qu'ils n'ont pas subi un transport lointain mais qu'ils proviennent du cristallin immédiatement voisin.

L'absence d'éléments exotiques, bien roulés, rend inacceptable l'idée d'un transport par voie fluviale. Les conglomérats bréchoïdes turoniens pré-



sentent les caractères d'un conglomérat de transgression dans le sens précisé par J. BOURCART.

La transgression turonienne diffère de la cénomanienne par le fait que les eaux marines ont occupé une avant-fosse où elle n'a pu rencontrer un relief jeune résultant d'une orogénèse importante comme dans le cas du Céno-manien.

3. PALÉOGÈNE

a) EOCÈNE

A la fin du Secondaire, les Monts Métallifères étaient exondés cependant que les eaux marines s'arrêtaient à l'actuelle bordure montagneuse, prononçant des avancées locales.

L'Eocène était connu jusqu'à présent uniquement dans la contrée des villages Șard et Bărabant. Nous l'avons trouvé aussi en d'autres endroits: ainsi à Bucerdea—Țelna, Ighiu—Am-poița et Zlatna—Prisaca.

Dans la première contrée, les dépôts éocènes se rencontrent sous la forme de lambeaux isolés. Au N de Tibru, dans Dealul Măgura, l'Eocène consiste en une alternance de schistes argileux et de grès en bancs de 1 à 2 dm. L'Eocène affleure aussi très bien au S de Tibru sur la colline Pietrele Popii-Ciag. Dans ce dernier endroit, le Sénonien supporte des sédiments éocènes formés à la base de schistes argilo-gréseux et des grès micacés en bancs puissants. A la partie supérieure reposent des conglomérats à petits éléments de quartz blanc et enfermé en bancs de 1 à 4 m.

Au SW de Valea Craivei, les lambeaux éocènes se disposent le long de zones parallèles: celle du N est formée par les lambeaux du Dealul Făgetului et du Dealul Poenilor, la méridionale s'étendant de Dealul Boierului jusqu'au Vârful Măgurei.

Au voisinage du village Ighiel, l'Eocène forme des lambeaux de faibles dimensions situés d'un côté et d'autre de Valea-Mare. A l'E du village Am-poița, l'Eocène, développé dans Dealul Ferului, est représenté par des grès micacés gris verdâtre en plaquettes de 2 cm, ou en bancs jusqu'à 1 cm d'importance, à rares diaclases, comme aussi par des conglomérats quartzitiques et des schistes argileux gris.

A l'W de l'Am-poița, l'Eocène est formé par des grès en bancs d'1 cm, à éléments remaniés de diabases, calcaires mésozoïques et des grès et argiles crétacés, par des conglomérats à éléments de quartzites blancs, des grès calcaires blancs à rares éléments détritiques, des calcaires d'un blanc jaunâtre à oncoïdes, des calcaires à *Nummulites*, *Ostrea* et *Pecten*, et aussi par des calcaires à gros fragments d'Echinides et de rares éléments détritiques.

Entre les villages d'Ighiu, Șard et Gura Am-poița, l'Eocène occupe une surface importante, étant représenté par des argiles micacées friables, par



des argiles grises et violacées, calcaires à Echinides et des schistes violacés albiens remaniés; aussi par des calcaires bruns organogènes et compacts.

En dehors de ces lambeaux, l'Eocène apparaît encore dans Dealul Bilag où il a été signalé grâce aux affleurements fossilifères de Valea Tuiuşului et Coasta Caldă. A l'E du village de Şard, les dépôts éocènes consistent en conglomérats calcaires, conglomérats quartzitiques, alternance d'argiles et grès micacés les deux de couleur gris verdâtre, comme aussi en calcaires à éléments détritiques devenus caverneux par la disparition de certains éléments; viennent ensuite des calcaires bruns compacts, calcaires organogènes blancs et calcaires à Echinides. Ici, comme à Bucerdea, on observe l'intercalation dans le complexe éocène de laves basiques très altérés.

Les plus avancés de ces affleurements sont ceux de Prisaca—Zlatna, dans lesquels on distingue deux complexes sédimentaires. Celui de base est formé de conglomérats polygènes à quartzites, diabases, porphyres quartzifères, tuffites silicifiées, de granites gris et de calcaires mésozoïques; des grès conglomératiques à petits éléments de quartzites, à *Nummulites* (Valea lui Paul) et fragments d'Echinides; des grès micacés calcaires en bancs d'1 cm jusqu'à 1 m; des grès schisteux en plaquettes, curbicorticaux, qui présentent des passages à des argiles gréseux micacés et à des schistes argileux. Dans ce même complexe de base de l'Eocène s'intercalent des calcaires purs, compacts, bruns, des calcaires blancs à fragments et radioles d'Echinides, comme aussi des calcaires bréchoïdes.

A la partie supérieure se trouve un complexe argilo-sableux, qui peut être confondu avec les dépôts miocènes.

Caractères paléontologiques. Les dépôts crétacés ont été, au début, considérés par les auteurs, comme HAUER et STACHE (19), comme éocènes. La détermination des faunes crétacées par HERBICH, la formation de « grès carpatique » a été entièrement attribuée au Néocomien. L'Eocène de notre région a été restreint ainsi uniquement aux affleurements fossilifères du Dealul Bilag. Nos recherches ont fait voir l'extension du système à la bordure externe des Monts Métallifères, et aussi dans le bassin moyen de l'Ampoiul.

HAUER et STACHE ont déterminé dans les grès et les calcaires de Coasta Caldă (Bărbant) huit formes de Lamellibranches, Gastropodes et Nummulites. Ces dernières ont préoccupé HERPEY, qui a cité trois espèces: *N. guettardi*, *N. haimi* et *N. striatus*. Sur cette base, les auteurs ont attribué les sédiments de Bărbant à la partie inférieure de l'Eocène moyen. HERPEY a affirmé que l'Eocène existe aussi dans la contrée Ampoiţa—Ighiel—Bucerdea, bien que sans donner des détails; de ce fait, les auteurs plus récents n'ont pas tenu compte de cette donnée.

La détermination de *Nummulites intermedius* par VUTKITS (97) a signifié une nouvelle contribution à la connaissance de l'âge des sédiments éocènes



de la région. A. KOCH (56) a présenté une liste de fossiles contenant cinq espèces de Nummulites, dix Gastropodes, huit Lamellibranches et cinq Echinides, toutes caractéristiques pour l'Eocène moyen. La présence de *Nummulites intermedius* l'ont déterminé à paralléliser les dépôts du Dealul Bilag avec l'Eocène des environs de Cluj, en particulier avec les « couches à *N. intermedius* ».

L. ROTH V. TELEGD a considéré ces dépôts d'après de propres récoltes de fossiles, comme représentant l'Eocène supérieur.

Sur la bordure orientale des Monts Metallifères, en l'absence de faune, les sédiments respectifs ont été attribués au Crétacé. En 1932, nous avons récolté, à l'W du village Ampoița, des calcaires nummulitiques à *Ostrea gigantea*, prouvant l'existence de l'Eocène sur l'emplacement de la chaîne. Les restes de Nummulites trouvés dans Valea lui Paul et à Glodu démontrent l'extension de l'Eocène dans la partie centrale de la chaîne.

Voici le tableau de la faune éocène de la région d'Ampoița — Ighiu — Șard — Bărăbanț:

FORAMINIFÈRES

Nummulites intermedius D'ARCH.

» *fichteli* D'ARCH.

» *vascus* JOLY & LEYM.

» *boucheri* DE LA HARPE

» *boulléi* DE LA HARPE

» *tchihatcheffi* D'ARCH.

» *striatus* D'ORB.

Orbitoïdes papyracea BOULE

» *pattellaris* SCHLOTH.

Triloculina sp.

Quinqueloculina sp.

ECHINIDES

Cidaris subularis D'ARCH.

Echinanthus inflatus KOCH

Echinolampas escheri AGASS.

Sismondia rosacea LESKE

Echinanthus cf. *pellati* COTT.

» *herepeyi* KOCH

» *scutella* LAM.

BRACHIOPODES

Terebratula sp.



LAMELLIBRANCHES

- Pecten thorenti* D'ARCH.
» *corneus* SOW.
Spondylus buchi PHIL.
Chama sp.
Solen sp.
Ostrea rarilamella MELLV.
» *martinsi* D'ARCH.
» *flabellula* LAM.
Lima sp.
Ostrea cf. *eversa* MELLV.
» *gigantea* SOW.
» *cyathula* LAM.
Amussium corneum SOW.
Chlamys cf. *multistriata* POLI
Crasatella sp.
Cardium sp.
Pecten sp.

GASTROPODES

- Natica angulifera* D'ORB.
Harpa mutica LAMK.
Rostellaria fissurella LAMK.
Cerithium crispum DEFR.
Cassidaria cf. *retusa* DESH.
Voluta procesa SCHAFH.
V. sp.
Turitella imbricata LAMK.
» cf. *angulata* SOW.
Pleurotoma ou *Fusus* sp. (?)
Pyrula cf. *helvetica* MAYER
» sp.
Natica sp.
Voluta sp.
Terebellum sp.
Xenophora sp.
Diastoma (?)

SCAPHOPODES

- Dentalium* sp.



Position stratigraphique. Les lambeaux éocènes compris entre Valea Ti-brului et Valea Țelnei recouvrent directement les dépôts sénoniens. A Făget et Dealul Poienilor, l'Eocène dessine des petits synclinaux à flancs symétriques. La bande d'Eocène de Bucerdea est divisée en deux parties par un petit anticlinal de Sénonien.

Le fait que cet Eocène repose directement sur le Sénonien démontre l'absence du Danien et du Paléogène.

Dans la contrée d'Ampoița—Ighiel, l'Eocène prend contact avec l'Aptien et l'Albien.

Les rapports stratigraphiques sont aussi nets. Au S d'Ighiu, l'Eocène est surmonté par l'Oligocène fossilifère. L'Eocène compris entre le Tibru et la Țelna est recouvert par les dépôts du Tortonien, du Sarmatien et du Pontien. Le substratum en est inconnu dans Dealul Bilag. A. KOCH (56) nous a laissé des informations précieuses sur les rapports stratigraphiques de l'Eocène de Bilag. Le profil qu'il en a donné montre à l'E de Șard un anticlinal crétacé qui supporte sur son flanc Est des sédiments miocènes; suit après un synclinal d'Oligocène et un nouvel anticlinal vis-à-vis du village du Bărabanț. C'est dans l'axe de ce dernier que se trouve le gisement fossilifère bien connu.

Ce profil géologique est susceptible de quelques retouches. En effet, l'anticlinal de Șard n'est pas formé par le Crétacé, mais par l'Eocène. L'Eocène du Dealul Bilag forme donc deux anticlinaux recouverts par des sédiments rouges d'âge aquitanien.

Il s'ensuit clairement que l'Eocène est discordant sur le Barrémien-Aptien, Albien et Sénonien, et qu'il supporte de l'Oligocène, de l'Aquitaniien, ou des dépôts tortoniens, sarmatiens et pontiens. L'ensemble de ces rapports, avec le Crétacé d'une part, avec l'Oligocène de l'autre, nous a dès le début déterminé, avant même de connaître les faunes, d'attribuer ce complexe à l'Eccène.

Facies et horizons. Afin de clarifier ces questions nous ferons appel aux connaissances que nous possédons sur l'Eocène du NW de la Transylvanie et des Carpates orientales.

Nous avons déjà montré plus haut que l'Eocène de la région est constitué par un complexe gréseux-conglomératique à la partie inférieure et par un autre schisteux à la partie supérieure. Les calcaires organogènes s'intercalent sous forme de lentilles dans cet ensemble. La présence de ces types de roches permet de distinguer deux facies: un facies de Flysch caractérisé par des sédiments détritiques et un facies calcaire développé surtout dans les régions littorales.

Voyons à présent les rapports entre ces deux facies.

Le facies Flysch peut être comparé aux « facies de Șotrile » des Carpates



orientales. Les caractères qui les rapprochent sont: le contact direct avec les marnes sénoniennes, l'absence des grandes *Nummulites* et des Assilines, comme aussi la nature variée des roches. Les marnes blanches de ciment du facies de Șotrile (Bartonien) se rencontrent également dans l'Eocène de notre région (Dealul Fierului).

Les dépôts éocènes du bassin de Titești présentent aussi des affinités avec notre Eocène.

Le facies calcaire est représenté par des calcaires organogènes (à *Nummulites*, Mollusques et Echinides), qui reposent directement sur le substratum crétacé, où il se trouvent en intercalations lenticulaires dans la masse des dépôts détritiques. De tels calcaires sont connus aussi dans l'Eocène d'Albești, Porcești et Cluj.

Si l'on tient compte des données paléontologiques nous devons considérer les calcaires à *Nummulites* de notre région comme appartenant à l'Eocène moyen et supérieur.

Les dépôts de Flysch éocène, comme les calcaires nummulitiques de Transylvanie, bien qu'ils occupent des vastes étendues, ils n'offrent pas de possibilité d'examiner leurs rapports réciproques.

L'Eocène des Monts Métallifères diffère de celui du NW de la Transylvanie par sa faible valeur stratigraphique et aussi par la prédominance du facies Flysch. La limite entre ces deux régions à Eocène de facies distinct, nous est restée inconnue du fait qu'elle n'est pas directement observable; entre elles se trouve probablement une grande discontinuité tectonique.

En restreignant à notre région les rapports entre les calcaires organogènes et le Flysch, nous pouvons apporter quelques précisions. Les calcaires d'Ampoița font l'impression d'être localisé à la base du complexe. Etant toutefois donné que ces calcaires font défaut à la base de l'Eocène de Bucerdea—Tibru il n'est pas possible d'affirmer que l'on a affaire à un horizon calcaire distinct.

Il reste à examiner l'hypothèse de l'existence de facies éocènes différents. Les calcaires à *Nummulites* ont leur développement maximum dans les régions internes de la chaîne (Zlatna, Ampoița) là où nous supposons l'emplacement de l'ancien littoral éocène. Dans le complexe détritique (Flysch), les calcaires à *Nummulites* se présentent en lentilles représentant de petits récifs locaux (Bucerdea—Tibru et Șard—Bărbant). On peut conclure de tout ceci que les dépôts de Flysch et les calcaires organogènes n'appartiennent pas à deux horizons distincts mais qu'ils représentent uniquement des facies distincts. Les calcaires organogènes appartiennent au facies littoral et les dépôts détritiques au facies néritique.

La transgression éocène. Notre Eocène apporte des contributions paléogéographiques intéressantes. Au moment où la sédimentation éocène com-

mençait, les Monts Métallifères exondés formaient un solide contrefort au noyau cristallin du Gilău. A la fin du Mésozoïque, la chaîne souffre une fragmentation avec naissance d'élévations et de fosses de sédimentation qui sont occupées par les eaux. La chaîne possédait son individualité et faisait un sérieux obstacle à l'invasion marine. La limite occidentale de la mer éocène correspond en gros à l'actuelle extension de l'Eocène de la bordure de la chaîne. La présence de calcaires organogènes à gros échantillons d'*Ostrea*, comme aussi l'existence de conglomérats prouve l'immédiate proximité du littoral.

La mer éocène ne s'est pas maintenue tout le temps uniquement à la périphérie sur la surface restreinte indiquée par la présence de sédiments respectés par l'érosion. Les sédiments éocènes bien développés dans le bassin de Zlatna montrent que l'invasion marine a pénétré au loin sous forme de golfes.

La grande différence entre la nature des dépôts éocènes du NW de la Transylvanie et ceux des Monts Métallifères est due aux conditions distinctes de sédimentation. Dans le NW de la Transylvanie, le fond marin se présentait morphologiquement comme une vaste plateforme continentale. Dans notre région, le contact entre les eaux éocènes et la chaîne se faisait directement sans l'intermédiaire d'une plateforme. La grande différence de niveau entre les eaux marines et le relief jeune a déterminé une abondance de matériel détritique, d'où une sédimentation intense de Flysch. Enfin, nous devons remarquer le fait que, par différence du NW de la Transylvanie où la mer arrive dès le Paléocène, dans notre région la transgression paléogène commence à peine avec l'Eocène moyen, continuant ensuite dans l'Eocène supérieur.

b) OLIGOCÈNE

A la bordure orientale des Monts Métallifères, au N de Valea Ampoiului, le Tertiaire est représenté par la majorité de ses divisions. Ainsi, au S d'Ighiu, se trouve un lambeau d'Oligocène (Vârful Măguliciu) représenté par des sables siliceux blancs, couleur de rouille par altération, des grès siliceux bancs à ciment calcaire et riches en débris organiques; aussi des calcaires durs, fossilifères. Au S de Vârful Măguliciu, nous avons remarqué des blocs isolés à *Lithothamnium* qui pourraient être attribués à l'Oligocène.

Faune. L. ROTH V. TELEGD (80) a déterminé d'Ighiu la faune qui suit:

Cyrena semistriata DESH

Nucula sp. (aff. *compta* GOLDF.?)

Tellina sp. (aff. *tenuilamellosa* NYST.)

Cardium sp. (*cingulatum* GOLDF.?)



Cardium sp. (*sandbergeri* GÜMB.?)
Astarte sp.
Panopea sp. (*heberti* BOSQ.?)
Pholadomia sp. (*puschi* GOLDF. var. *trigona* WF?)
Anomia sp. (*ephippium* var. *costata* BROCC).
Terebellum sp.
Mitra (*Callithea*) cf. *cupresina* BROCC.
Potamides sp. (*margaritaceus* BROCC).
Natica sp. (*millepunctata* LAM.)

La détermination approximative des espèces est due au mode défectueux de conservation de cette faune. Récemment I. GERMAN (15) reprenant la question a réussi à présenter une liste plus complète de formes spécifiquement déterminées.

Il est à retenir, de résultats obtenus par ces auteurs, la présence de *Cyrena semistriata* DESHAYES et de *Potamides margaritaceus* BROCC. Ces formes sont intéressantes pour la détermination de l'âge, comme aussi *Nummulites intermedius* d'ARCHIAC, présente dans les mêmes dépôts.

Comparaison avec l'Oligocène du NW de la Transylvanie. Du point de vue pétrographique l'Oligocène d'Ighiu diffère beaucoup de celui du NW de la Transylvanie. De ce fait une comparaison ne peut être tentée qu'en partant de la faune.

En nous limitant aux formes caractéristiques, nous essayons un parallélisme des couches qui dans le NW de la Transylvanie correspondent aux divisions suivantes:

	Couches de Jimbor	
Chattien	{	» » Cetățuia
		» » Ticu
Rupélien	{	» » Ileanda Mare
		» » Mera
Lattorfien	{	» » Curtuiuş
		» » Hoja

Parmi les Mollusques *Cyrena semistriata* et *Potamides margaritaceus* se trouvent associés dans les « couches de Hoja », les « couches de Mera » et dans les « couches de Jimbor ». La première forme se remarque dans toutes les subdivisions oligocènes, à l'exception des « couches d'Ileanda Mare », dont le faciès particulier exclue la présence des Mollusques. Dans les couches de Hoja et de Mera, les deux formes sont très fréquentes et sont associées à des Nummulites, Miliolidés, *Lithothamnium* et des Coralliaires indéterminables.

Les Nummulites déterminées dans le niveau de Hoja appartiennent aux espèces *Nummulites intermedius* D'ARCH. et *Nummulites fichteli* D'ARCH.



Dans les « couches d'Ighiu » a été déterminé *Nummulites intermedius*, les dépôts ayant été attribués de ce fait au Lattorfien. Toutefois, le problème n'est pas aussi simple, car la forme en question, considérée par KOCH comme caractéristique pour l'Eocène supérieure des environs de Cluj a été attribuée par O. NIȚULESCU (68) à l'espèce *Nummulites fabianii*. En conséquence, il faudrait attribuer les couches de Hoja au Priabonien, ce qui est peu probable.

Revenant aux formes *Creyna semistriata* et *Potamides margaritaceus*, nous observons une abondance de ces espèces dans les couches de Mera, comme dans ceux d'Ighiu. Ainsi, *Potamides margaritaceus* est associé à :

Cerithium plicatum BROGN.

» *dentatum* DESH.

» cfr. *intradentatum* DESH.

» *trochleare* LAM.;

tandis que *Cyrena semistriata* est associée à *Cyrena convexa* BROG. et *Cyrena (Corbicula) bcvacina*.

Les calcaires à *Lithothamnium* du S du Măguliciu peuvent constituer un autre argument en faveur de l'âge oligocène moyen des couches d'Ighiu.

En dehors de ce qui vient d'être dit, des arguments stratigraphiques militent en faveur d'une attribution des couches d'Ighiu à l'Oligocène moyen. Jusqu'à présent, on a admis que l'Oligocène d'Ighiu s'appuie directement sur le Néocomien. Il résulte cependant de nos recherches que cet Oligocène surmonte l'Eocène supérieur, bien que sa partie inférieure n'a pu être mise en évidence probablement du fait de l'existence d'une lacune de sédimentation.

En conclusion, si l'on tient compte des restes organiques, des conditions de sédimentation et aussi des rapports vis-à-vis de l'Eocène du substratum, on peut considérer les couches d'Ighiu comme oligocènes moyennes.

4. NEOGÈNE

a) AQUITANIEN

Les dépôts aquitaniens se trouvent localisés dans le SE de la région; plus précisément ils ont été précisés dans les endroits qui suivent:

1. Au S de Valea Ampoiului, l'Aquitaniien recouvre directement le Supracrétacé à partir de Gura Ampoița jusque dans Vârful Mierloului.

2. Au S d'Ighiu, jusque dans Vârful Măguliciu, occupant une bonne partie des pâturages communaux.

3. Enfin, dans la région de Șard-Bărăbanț, où il occupe la partie moyenne de la colline dite Dumbrava-Bilag.

Caractères pétrographiques et paléontologiques. Dans les deux premières contrées, l'Aquitaniien est représenté par des cailloutis faiblement cimentés



par des grès et des argiles rouges. Dans Valea Ampoiului se remarque de grands blocs de grès crétacés et de calcaires mésozoïques, empâtés dans une masse argileuse rouge. En face du village de Șard, les cailloutis aquitaniens ont des dimensions réduites et alternent avec des argiles sableuses rouges.

Au S d'Ighiu, les cailloutis aquitaniens offrent de bonnes coupes, dues aux torrents qui les affouillent vigoureusement. Ils sont cimentés par une masse argileuse rouge orangé; les éléments consistent en quartzites blancs bien roulés, quartzites fumés ou roses, jaspes rouges ou verts, opales bleus ou d'un blanc de lait, porphyres verts, porphyrites, brèches à éléments rhyolitiques et aussi de calcaires silicifiés.

Aux environs de Bărabanț, les dépôts se décolorent de plus en plus prenant des teintes oranges et jaunâtres. Dans Valea Iovului on observe la succession suivante de bas en haut:

- a) Argiles rouge brique à taches verdâtres;
- b) Grès blancs siliceux, riches en mica, friables, à longues concrétions atteignant 1 m, et à stratification bien évidente; dans leur masse se rencontre souvent des cailloutis (éléments de 1 m à 1 cm de diamètre) de quartzites et de calcaires soit répandus dans les sables, soit en bandes parallèles à la stratification; on y remarque encore des fragments de marnes blanches éocènes remaniées;
- c) Argiles grises et rouges;
- d) Calcaires jaunâtres fossilifères formant la partie supérieure de la série aquitanienne.

Si l'on compare ces dépôts à ceux du bassin de Zlatna, nous observons les faits suivants: les conglomérats rouges à éléments remaniés de dépôts sédimentaires et de roches éruptives connues se rencontrent dans les deux régions, comme aussi les argiles rouges et les grès blancs siliceux. Il n'y a que les calcaires fossilifères de Valea Iovului qui n'ont pas été remarqués dans la région de Zlatna.

Voyons à présent le mode de sédimentation de ces dépôts.

Le matériel des conglomérats est originaire de la chaîne des Monts Métallifères. La grosseur des éléments varie de l'W à l'E; tandis que dans l'immédiat voisinage de la chaîne, le matériel est grossier (1 à 5 dm), à Ighiu et à Șard ces dimensions sont plus réduites (2 à 4 cm); enfin, à Bărabanț ces conglomérats sont remplacés par des grès et des argiles. Le matériel de ces conglomérats, bien roulés, se trouvent en galets et à structure diagonale, trahit leur origine fluviale. La couleur rouge de ces sédiments, provenant de la lévigation de terres latéritiques, devient de plus en plus pâle de l'W à l'E.

En ce qui concerne les restes fossiles, on observe que les cailloutis n'en renferment guère, la vie ne pouvant se développer durant la formation de ces dépôts grossiers. Il n'y a que dans les intercalations argileuses à l'W de la ville d'Alba Iulia, que L. ROTH v. TELEGD (82) a eu la possibilité de déter-

miner les deux Gastropodes, *Helix* cf. *deplanata* THOMAE et *Limnaeus* sp. (aff. *pachygaster* THOMAE?) qui ne sont pas des formes caractéristiques.

Dans Valea Lupului (Cetea), HEREPY (26) a décrit une faunule de dix-huit Mollusques recoltée dans un bloc remanié dans la base du Tortonien. Dans le niveau à Ostréidés de Valea Iovului, le même auteur a cité les espèces: *Ostrea aginensis* TOURNOUËR et *Ostrea digitalina* DUBOIS.

Comparaison avec l'Aquitainien du NW de la Transylvanie. La succession des sédiments de Valea Iovului présente des affinités frappantes avec les « couches de Sân Mihai » de la Transylvanie du NW, qui contiennent les mêmes grès blancs, argiles rouges et grises que notre Aquitainien. Les couches de Sân Mihai n'offrent cependant des cailloutis; en revanche on y trouve de minces couches de lignite xyloïde. Comme faune, les couches de Sân Mihai ont fourni:

Melanopsis hantkeni HOFM.

Cyrena brogniarti BAST.

» *gigas* HOFM.

Psammobia (aquitana) MEY?

Mytilus haidingeri HÖRN.

Ostrea aginensis TOURN.

De ces formes, *Cyrena brogniarti* et *Ostrea aginensis* sont considérées caractéristiques pour l'Aquitainien du Midi de la France. La présence d'*Ostrea aginensis* dans les marnes de Bărbant est une preuve que l'on ait affaire à de l'Aquitainien.

Position stratigraphique. Afin de préciser la question de l'âge nous pouvons faire appel aussi aux rapports stratigraphiques. Les dépôts rouges de la région s'appuient sur le Crétacé supérieur à Micești, Gura Ampoia et Mierloiu; sur l'Eocène supérieur à Șard—Bărbant sur l'Oligocène moyen à Ighiu. Ils supportent à leur tour le Tortonien d'Ighiu. L'association Aquitain-Tortonien est générale pour tous les bassins intramontagneux. Jusqu'à présent cette association était connue à Brad—Săcărâmb et Hațeg. Nous avons déjà eu l'occasion de montrer que l'Aquitainien est associé au Tortonien également dans les bassins de Zlatna et de Petroșani.

Il s'ensuit donc que les dépôts rouges s'intercalent entre l'Oligocène moyen et le Tortonien. Les auteurs avaient antérieurement attribué ces dépôts à l'Oligocène (PÁLFI), au Miocène (HALAVÁTS, LÓCZY). Seul, NOPCSA, a introduit une idée originale, en les attribuant au Danien. Etant donné que ces couches surmontent à Alba-Iulia et Vințu-de-Jos, le Crétacé supérieur, cet auteur a affirmé la présence du Danien en se basant sur l'existence de restes de Dinosauriens dans les couches rouges des environs d'Hațeg. J'ai montré ailleurs (42) les arguments stratigraphiques et tectoniques qui s'oppo-



sent à une trop grande extension de cette conception. Pour le moment, la position stratigraphique des dépôts rouges à Ighiu et à Șard, dépôts compris entre l'Oligocène moyen et le Tortonien, montre clairement que l'existence du Danien ne peut plus être soutenue à Alba-Iulia.

Enfin, l'hypothèse de l'existence de certains conglomérats burdigaliens — au cas où nous nous laissions influencés par le parallélisme admis dans les Subcarpates — ne peut résister à l'argument paléontologique fourni par l'existence d'*Ostrea aginensis* récolté à la partie supérieure du complexe rouge.

b) TORTONIEN

Répartition. Reconnu par les premiers chercheurs d'après ses caractères pétrographiques et paléontologiques, le Tortonien se développe à la bordure orientale des Monts Trăscău et Métallifères. Au N de Valea Stremțului, les dépôts tortoniens sont les seuls dépôts tertiaires qui prennent contact avec les formations mésozoïques de la chaîne. Ce contact a lieu suivant une ligne à peu près N—S, qui part d'un point à l'W de Turda allant jusqu'au droit de Teiuș.

Dans notre région, le Tortonien ne se maintient pas sur la même ligne N-S, mais prononce des golfes de plus en plus accentués vers l'W (Țelna, Ighiu). Dans le reste de la région, le Tortonien se rencontre à l'état de lambeaux (Măgura Benicului, Dealul Poienilor).

Les meilleurs affleurements sont ceux du petit bassin de Țelna et les anciennes carrières d'Ighiu.

Caractères pétrographiques. Les calcaires tortoniens d'un blanc jaunâtre, à patine gris noirâtre contiennent à leur partie inférieure des graviers de quartzites bien roulés dans la masse. Les calcaires organogènes constituent la grande majorité des sédiments tortoniens. Ils sont fossilifères: *Lithothamnium*, Foraminifères, Bryozoaires, *Serpula*, Mollusques, Echinides et, bien que rarement des, Coralliaires. A leur base, ces calcaires surmontent des sables et des cailloutis. Ces derniers consistent en éléments de quartzites blancs et fumés, de schistes cristallins variés, de roches éruptives mésozoïques et aussi de grès crétacés. Leur origine fluviale peut être déduite de leur aspect dénotant un transport accentué et par leur développement local, sans former un horizon continu à la base du Tortonien. L'étage contient encore, comme roches détritiques, des argiles grises, marnes blanches à dendrites sur les plans de stratification, des grès conglomératiques et des grès calcaires. Des marnes et des argiles s'engrenant avec les calcaires dans les points plus avancés vers l'W, et prédominant vers le SE, vers la vallée du Mureș. La présence de restes organiques, de charbons mal conservés et aussi leur mélanges avec les sables prouvent que ces dépôts appartiennent à la zone néritique. Les marnes à Pleurotomes, considérées comme bathyales, font défaut.



Enfin, le Tortonien renferme des gypses (Măgura Benicului, Ampoița) et aussi des tufs dacitiques. La présence des gypses pourrait suggérer l'idée d'un horizon à part, tel qu'il est habituel dans les Subcarpates. Ces roches sont cependant connues aussi dans le Tortonien de Turda, Almașul-Mare et Glod. Le dépôt des gypses tortoniens démontre l'installation locale du régime lagunaire. La faible profondeur des eaux marines à laquelle des trottoirs d'Algues calcaires se développaient permettaient dans certains endroits la concentration qui allait jusqu'au dépôt du gypse.

Faune. L'apparition discontinue des sédiments tortoniens rendrait difficile leur identification, s'il n'y avait la présence de nombreux restes organiques; les plus fréquents, appartiennent aux Lamellibranches et aux Gastropodes. Excepté les Mollusques il y a encore des Foraminifères, des dents de Poissons et Algues calcaires. Nous présentons ici la liste de formes tortoniennes, d'après HERPEY, A. KOCH, L. R. TELEGD, I. GERMAN, complétée par nous-mêmes.

Voici la liste des espèces tortoniennes de la région de Cetatea — Țelna — Ampoița.

NOMS DES ESPÈCES	Cetea	Țelna	Ighiu	Ighiel	Amp.	Cricău
LAMELLIBRANCHES						
<i>Psammobia labordei</i> BATT	+					
<i>Venus suborbicularis</i> GOLDF	+					
<i>Pecten besserii</i> ANDRV.	+					
» <i>pilosus</i> LAM.	+					
» <i>latissimus</i> BROCC.	+	+				
» sp.				+		
» <i>denudatus</i> REUSS	+					
» <i>duodecimlamellatus</i> BRONN	+					
» <i>malvinae</i> DUB.		+				
» <i>spinulosum</i> MÜNST.	+					
» <i>elegans</i> ANDRV.	+					
» <i>leithayanus</i> PARTSCH.	+					
» <i>cristatus</i> BRONN.	+					
» <i>solarium</i> LMK.		+				
<i>Pectunculus pilosus</i> L.	+					
» <i>fichteli</i> LAM.	+					
<i>Ostrea cochlear</i> POLI	+	+				
» cf. <i>lamellosa</i> BROCC.	+					

(Suite)

NOMS DES ESPÈCES	Cetea	Țelna	Ighiu	Ighiel	Amp.	Cricău
<i>Ostrea hörnesi</i> REUSS	+					
» <i>fimbriata</i> GRAT.	+					
» <i>gingensis</i> SCHLOTH.	+					
» <i>digitalina</i> DUB.					+	
» sp.				+		
<i>Anomia ephippium</i> GOLDF.	+					
<i>Chenopus pespelicani</i> PHIL.	+					
<i>Nucula mayeri</i> HÖRN.	+					
» <i>nucleus</i> L.	+					
<i>Leda clavata</i> CALC.	+					
<i>Lima</i> sp.		+				
<i>Cardium</i> sp.	+		+			
GASTROPODES						
<i>Conus betuloides</i> LAM.	+					
» <i>mercedi</i> BROCC.	+					
» <i>avelana</i> LAM.	+					
» <i>antediluvianus</i> BRONGT.	+					
» <i>ventricosus</i> BRONN.	+					
» <i>dujardini</i> DETHEIM	±					
» sp.	+					
<i>Pyrula condita</i> BRONGT.	+					
» <i>clava</i> BAST.	+					
<i>Voluta rarispina</i> LAM.	+					
<i>Cypraea amygdalum</i> BROCC.	+					
<i>Ancillaria obsoleta</i> BROCC.	+					
<i>Buccinum brugadimum</i> GRAT.	+					
<i>Trochus patulus</i> BROCC.	+					
<i>Cassidaria</i> sp.	+					
<i>Rostellaria</i> sp.	+					
<i>Calamophora</i> sp.	+					
SCAPHOPODES						
<i>Dentalium badense</i> PARTSCH	+					



(Suite)

NOMS DES ESPÈCES	Cetea	Țelna	Ighiu	Ighiel	Amp.	Cricău
ECHINIDES						
<i>Clypeaster pyramidalis</i> MICHL. . . .	+					+
<i>Clypeaster scillae</i> DESMOULINS . . .						+
<i>Echinolampas laumillardi</i> AG. . . .						+
POISSONS						
<i>Lamna raphiodon</i> GOLDF.	+					
» <i>cuvieri</i>		+				
» sp.					+	
<i>Charcharodon megalodon</i> GOLDF. . .	+					
» <i>oxyrhina</i>					+	
ALGUES CALCAIRES						
<i>Lithothamnium ramossissimum</i> REUSS	+	+			+	

Situation stratigraphique. Les données paléontologiques, comme les caractères stratigraphiques des dépôts tortoniens de notre région ont été suffisants pour pouvoir en préciser l'âge. Si l'on suit la position stratigraphique du Tortonien, nous pouvons nous rendre compte de son caractère transgressif et de ses caractères analogues dans les régions voisines. A Cetea le Tortonien s'appuie sur le Miocène plus ancien et supporte le Pliocène. Aux environs du Tibru, il présente les mêmes rapports vis-à-vis du Crétacé et du Pliocène. A Țelna, prenant contact avec le reste du Tertiaire, il présente des données stratigraphiques particulières. Dans Dealul Poienilor, les calcaires à *Lithothamnium* prenant contact avec l'Eocène, nous ont servi à déterminer la position de l'Eocène local. Au S des villages Țelna et Ighiel, le Tortonien recouvre également l'Eocène et supporte le Sarmatien. Le Tortonien du petit bassin de l'Ampoia nous offre aussi des données précieuses car il définit la position stratigraphique des couches rouges de l'Aquitainien.

De ce qui vient d'être dit, le caractère discordant et transgressif du Tortonien ressort avec évidence: ce caractère est général pour l'entière bordure orientale des Monts Apuseni. Dans le SE de notre région, là où les dépôts tertiaires se sont conservés grâce à une importante dépression, le Tortonien nous a été précieux dans l'identification et le lever des différents étages paléogènes et néogènes.



c) SARMATIEN

La Cuvette transylvaine est en bonne partie occupée par des dépôts sarmatiens, qui devraient être présents aussi au contact de notre chaîne. Le Sarmatien est pourtant faiblement représenté ici, consistant surtout en graviers, dont l'âge serait difficile à préciser sans les quelques restes fossiles qu'on y a trouvés.

Au SW d'Ighiel, à l'endroit dit « Fânațul » le Sarmatien affleure bien sous la forme de graviers à éléments de roches éruptives mésozoïques et surtout tertiaires. Les graviers sarmatiens sont parfois cimentés et contiennent de faibles intercalations de roches argilo-sableuses gris verdâtre. Le Sarmatien de Fânațul est supporté par l'Eocène et le Tortonien. A l'E d'Ighiel, l'étage est représenté par les mêmes graviers faiblement cimentés, grès friables et marnes.

A l'E d'Ighiu, HERPEY (26) a mentionné *Cerithium pictum* et, dans les marnes de la cote 401 m, L. ROTH v. TELEGD a cité les formes suivantes:

Cardium obsoletum EICHW.

» *plicatum* EICHW.

Ervilia podolica EICHW.

Rissoa sp.

I. GERMAN (15), étudiant les mêmes marnes de la cote 401, a recolté *Cerithium* aff. *nympha* EICHWALD. Nous avons recolté au même endroit en dehors des formes déjà citées, des fragments remaniés d'*Ostrea*, *Pecten* et *Lithothamnium* provenant du Tortonien.

En ce qui concerne les rapports stratigraphiques dans la région d'Ighiel—Țelna, nous constatons les faits suivants. La présence du Sarmatien reposant sur le Néocrétacé, l'Eocène et le Tortonien démontre la transgression de ce Sarmatien. L'absence de graviers sarmatiens entre le Tortonien et le Pliocène de Cetea montre que l'invasion des eaux sarmatiennes n'a pas eu un caractère général le long de la bordure de la chaîne. Les eaux marines n'ont pénétré que dans la dépression d'Ighiu, où se sont d'ailleurs conservés les témoins de toutes les invasions tertiaires.

d) PONTIEN

La bordure orientale des Monts Métallifères est marquée par des dépôts pliocènes qui présentent des affleurements importants à Lopadea, Măjina, Gârbova de Sus și Geoagiu de Sus. Les faunes ont été étudiées par LÖRENTHEY, HERPEY, A. KOCH et M-elle GILLET.

Dans notre région le Pliocène est bien développé dans la région de Cetea—Benic, où il occupe des vastes surfaces, étant recouvert par les terrasses supérieures du Mureș. Aux environs de Cricău—Bucerdea, les sables et les cailloutis supportés par le Crétacé Supérieur, l'Eocène et le Tortonien sont



considérés comme pliocènes bien qu'ils n'aient pas fourni des fossiles; vers le SE, le Pliocène n'a plus été signalé. Il n'affleure que bien plus à l'E dans la région de Oeşdea—Sântimbru.

Caractères pétrographiques et paléontologiques. Le Pliocène de notre région consiste en cailloutis, sables quartzeux et micacés, argiles et marnes sableuses fossilifères, contenant des restes de plantes incarbonisées. LÖRENTHEY a recolté et déterminé de ces dépôts (environs de Cetea), les formes qui suivent:

Melanopsis vindobonensis FUCHS

» *bouéi* FER.

Congeria partschi CZJEK

et, dans les marnes sableuses de Benic, les suivantes:

Paradacna lenzi HÖRN.

Congeria banatica HÖRN..

Planorbis sp. et des Ostracodes nombreuses.

I. GERMAN (15) a cité de notre région plusieurs espèces, mais sans en indiquer les localités:

Cytheridea sp.

Congeria banatica HÖRN.

» *balatonica* PARTSCH

Limnocardium aff. *syrmienne* HÖRN.

Cardium aff. *speluncarium* NEUM.

Planorbis ponticus LÖRENTHEY.

Sédimentation, facies. Après le Sarmatien commence une époque d'érosion qui détermine un hiatus dans la sédimentation. Avec le début du Pontien, les eaux lacustres ont pénétré du bassin pannonique par le N de la Transylvanie et le couloir du Mureş, atteignant la bordure orientale des Monts Métallifères.

La nature pétrographique des sédiments indique un matériel plus grossier à la base du Pontien au voisinage du massif montagneux. Les cailloutis et les sables formés près des rivages sont graduellement remplacés à des profondeurs plus accentuées par des argiles, marnes sableuses et marnes.

La nature du matériel sédimentaire a conditionné une distribution particulière des formes. Ainsi dans les sables prédominent les *Melanopsidés* et les *Congéries* de forte taille, cependant que les marnes hébergent de préférence des *Paradacna* à coquille mince. Notre Pontien comprend des formes lacustres et saumâtres. Parmi les premiers on remarque de grandes formes de *Melanopsis* de type pannonique et des *Planorbis* qui n'offrent pas des espèces caractéristiques. Les secondes sont représentées par des Mollusques



et des Ostracodes. Dans les premiers on a à compter avec les genres *Congeria*, *Valenciennesia* et *Limnocardium*. La présence de ces genres qui ont servi à préciser l'âge des dépôts, démontre que les eaux du lac pontien de la Cuvette transylvaine étaient encore saumâtres, en voie de s'adoucir grâce à l'apport des eaux courantes venues des reliefs voisins.

Le Méotien, le Dacien et le Levantin, le dernier spécifié par M. PAUCĂ dans le bassin du Beiuș (74) n'ont pas été identifiés dans notre région.

TECTONIQUE

Les préoccupations relatives à la géologie des Monts Métallifères présentent deux phases. Dans la première, les chercheurs se sont confinés à la stratigraphie laissant de côté les problèmes de structure qui se limitaient au lever des différentes formations et leurs accidents. Parmi ces chercheurs, nous citons d'abord HAUER et STACHE (19), FR. HERBICH (23) et L. ROTH v. TELEGD (80—82). Dans la deuxième phase, des géologues comme K. PAPP (72), E. VADÁSZ (94) SAWICKI (84), LÓCZY (62), se sont occupés de la tectonique des klippes jurassiques et des ophiolites. Les grandes unités ont été délimitées par V. UHLIG (92), I. P. VOITEȘTI (96—98) et L. KOBER (55).

Dans la conception de V. UHLIG, la partie orientale des Monts Apuseni est considérée comme appartenant à la nappe bucovinienne. On lui doit aussi la description détaillée des klippes dans le cadre du problème des klippes carpatiques.

I. P. VOITEȘTI a le premier, accordé une particulière importance à la tectonique des Monts Apuseni. Parfait connaisseur des unités structurales carpatiques, il est arrivé à une synthèse qui se trouve exposée dans quatre travaux de ceux qui ont rempli les dernières quinze années de sa vie. Dans le premier (96) est présentée l'analyse comparative entre les Monts Apuseni et les Carpates Orientales. Caractéristiques pour ces chaînes, c'est la présence de deux unités tectoniques de premier ordre, la nappe transylvaine et la nappe bucovinienne. La nappe transylvaine (sens VOITEȘTI) englobe la partie ouest des Monts Apuseni; elle ne figure pas dans les Métallifères. En revanche la nappe bucovinienne comprend l'entière surface actuelle des derniers.

Cette première reconstruction des Monts Apuseni, a subi ultérieurement des modifications importantes concernant l'extension des deux nappes. Ainsi la nappe transylvaine a acquis une extension bien plus grande, recouvrant l'entière surface des Monts Apuseni, tandis que la bucovinienne a été restreinte à la partie axiale des Monts du Trăscău. Dans le travail de 1942 (98), les contours de ces unités sont restés inchangés.

A son tour, L. KOBER, dans sa synthèse du 1931 (55), affirme la grande complexité des Monts Apuseni, lui accordant un chapitre à part, intitulé

« La zone de Turda—Lippa ». L'auteur compare les Monts Métallifères à la zone des schistes siliceux de Bosnia (Schiefer-Hornstein-Zone) remarquant que les deux se trouvent au contact d'un « Zwischengebirge » et qu'ils présentent les facies abyssaux du Mésozoïque représentés par des radiolarites et des roches vertes.

Les données stratigraphiques de VADÁSZ ont servi à KOBER comme point de départ pour identifier les unités tectoniques —apellées par lui « Centra-lides » —dans les Monts Métallifères et les Carpates orientales.

En 1932, j'ai personnellement eu l'occasion de signaler dans les Monts Métallifères une nappe mésocrétacée (28).

C'est là le stade où se trouvait la connaissance de la région, lorsque le travail de ROSZLOZNIK (83) paraissait en 1936. Dans ce travail on trouve décrites les trois unités, de Muma Codru, de Bihor et l'unité tectonique méridionale, qui nous intéresse tout spécialement.

En 1938, J. GERMAN (15—17) s'attribuait la tectonique des klippes jur-assiques, telles que nous l'avions établie.

Dans ce qui suit, nous présentons la tectonique des Monts Métallifères comprise entre Valea Stremțului et Valea Ampoiului; nous commençons par établir les rapports tectoniques entre les schistes cristallins et les roches environnantes, puis nous montrerons l'extension et les caractères de la nappe mésocrétacée, enfin nous insisterons sur les déformations subies par les séries post-tectoniques.

I. RAPPORTS DES SCHISTES CRISTALLINS AVEC LES FORMA-TIONS ENVIRONNANTES

Les schistes cristallins de l'axe de ces montagnes présentent des rela-tions très intéressantes avec les formations plus récentes, en particulier avec le Crétacé. Dans la partie nord, les schistes cristallins chevauchent, sur les deux flancs, le Crétacé.

A l'W, le Crétacé Supérieur lui-même est affecté par le chevauchement du Cristallin. Les surfaces de contact anormal entre le Cristallin et le Cré-tacé pourraient nous conduire à affirmer l'existence d'une nappe cristalline post-sénonienne surmontant le Crétacé. Si cependant on suit la terminaison sud de la zone cristalline, nous assistons à un affaissement accompagné par une fragmentation en écaillés, d'où la conséquence que le Cristallin se trouve enraciné *in situ*.

Les rapports tectoniques entre les trois zones de cristallin sont égale-ment intéressantes à considérer, étant donné l'existence d'une superposition inverse de la zone de Vidolm—Lunca sur la zone de Trăscău, moins mé-tamorphisée. Habituellement, des tels rapports sont interprétés comme un



signe de charriage. En est-il ainsi? Les faits montrent toutefois un passage insensible entre les deux séries cristallines à métamorphisme différent. De plus, on n'observe pas d'intercalation tectonique de sédimentaire suivant le contact anormal, comme dans les Carpates Méridionales. Les déformations tectoniques du massif cristallin peuvent donc être expliquées par les mouvements tectoniques qui ont agi sur la chaîne entière. L'inclinaison des couches vers l'intérieur signifie un déversement bilatéral du Cristallin, qui vient chevaucher légèrement les deux bordures crétacées.

Dans la contrée Intregalde—Oncești les rapports entre le Cristallin et les dépôts crétacés montrent un grand anticlinal couchée vers l'W, anticlinal qui représente une dernière manifestation de fond du Cristallin de Trăscău. Dans sa partie nord, cet accident tectonique se subdivise en deux anticlinaux secondaires, séparés l'un de l'autre par du Crétacé. Le contact entre Cristallin et Crétacé est donc, à l'E, un contact normal, tandis qu'à l'W ce contact est anormal.

II. TECTONIQUE DES OPHIOLITES

Dans notre région, on peut constater les trois contrées suivantes d'apparition des ophiolites: le massif ophiolitique axial, les bandes ophiolitiques de la contrée Ampoița—Ighiel—Galda de Sus et les lames ophiolitiques qui accompagnent les calcaires jurassiques.

Voyons leur mode de présentation sur le terrain.

Le massif ophiolitique axial. La partie axiale des Monts Métallifères est formée par des calcaires jurassiques associés à des ophiolites depuis la vallée du Stremțul jusque dans Valea Mare (Ighiu).

Le contour cartographique des ophiolites fait l'effet d'un massif laccolitique de semi-profondeur, déformé ultérieurement à sa mise en place. Le contact entre le massif ophiolitique et le Néocomien de l'E présente un caractère anormal et uniforme. Le chevauchement du Néocomien par les ophiolites atteint un maximum dans Valea Galdei.

Dans la partie ouest du massif ophiolitique s'observe un contact anormal et permanent avec les calcaires jurassiques supérieurs.

L'extrémité sud du massif, masquée par les calcaires de Ciurnerna, montre un plongement sous la couverture crétacée, qui est conforme à la structure de la région entière.

Les bandes d'ophiolites d'Ampoița—Ighiel—Galda de Sus. Entre les vallées de Galda et d'Ampoița, se développe une bande principale d'ophiolites, accompagnée vers le S par trois autres bandes. La principale est sectionnée dans sa partie nord, atteint son maximum de largeur à Piatra Tăiată



et s'arrête à Icu Mărului avant d'atteindre la vallée de l'Ampoița. Cette bande ophiolitique prend contact, sur ses deux flancs, avec le Néocomien, excepté la contrée Ultoi—Piatra Păpușei, où le Cénomaniien recouvre son flanc ouest.

Le contact entre ophiolites et le Néocomien présente une série de complications. Ainsi, à Dobrodeava, s'observe trois bandes ophiolitiques détachées de la principale et qui sont supportées par le Néocomien. Le même phénomène d'écaillage se rencontre aussi entre Valea Țelnei et Valea Iezerului. L'extrémité sud de la bande principale reste suspendue sur la hauteur et, par son ploiement, rappelle l'aspect d'un synclinal. Poursuivant ce synclinal dans sa longueur on remarque un maximum d'affaissement axial dans Valea Iezerului.

De ce qui vient d'être consigné, il ressort que la bande ophiolitique principale de la contrée se dessine sous la forme d'un synclinal pincé dans la masse du Flysch crétacé et que les écailles latérales indiquent les surplissements subis ultérieurement.

Le mode de gisement des ophiolites peut être considéré — de manière simpliste — comme représentant des coulées de lave pendant le Crétacé inférieur. Les observations sur le terrain s'opposent à l'idée de laves interstratifiées, comme à celle d'éruptions ophiolitiques au cours de l'orogénèse.

Nous considérons les bandes ophiolitiques supportées par les sédiments crétacés comme provenant du massif ophiolitique axial d'où elles ont été arrachées et entraînées par les masses calcaires jurassiques pendant le charriage. Les lames ophiolitiques de la base des klippes jurassiques, comme aussi les brèches mylonitiques prouvent l'entraînement mécanique de ces ophiolites.

Les lames ophiolitiques de la base des calcaires jurassiques. Entre le massif ophiolitique axial et les bandes ophiolitiques rappelées plus haut, se rencontrent fréquemment des lames d'ophiolites associés à des calcaires jurassiques. Sur la hauteur au N de Galda de Sus, s'observent les premières lames ophiolitiques liées aux calcaires jurassiques. A « Vârful » deux lames jalonnent le contact anormal entre le Jurassique et le Néocomien. Le lambeau jurassique de Boian présente à sa base une lame étroite d'ophiolites de même, le lambeau de Pietriceaia offre aussi à sa base une petite lame ophiolitique.

D'après nous, ces lames ophiolitiques qui jalonnent le contact anormal entre Jurassique et Néocomien représentent des lambeaux de poussée.

Au S de Valea Galdei, les lames ophiolitiques reapparaissent à la base des calcaires de Niereia. Dans la région Cetate—Pietrele Grețului les lames en question se retrouvent en étroite connexion avec les calcaires jurassiques.



On trouve de ces ophiolites à la base des calcaires jurassiques encore à Piatra Grchotişului et Vârful Măgurei.

Les plus intéressants rapports entre ophiolites et calcaires jurassiques s'observent entre Dosul Blidarului et Vârful Podişului. Le bord sud des calcaires de Dosul Blidarului est jalonné par des lames discontinues d'ophiolites. Entre Dosul Blidarului et Vârful Podişului, le relief présente un petit ensellement, les calcaires et les ophiolites disparaissent localement. A Vârful Podişului les ophiolites englobent l'extrémité ouest des calcaires et forment une lame dans leur nord-est.

Entre Vârful Podişului et Vârful Repaosului on constate un rapport inverse entre la surface de répartition des ophiolites et des calcaires.

Enfin, les masses calcaires de Dealul Groşilor sont supportées aussi par des lames ophiolitiques.

Il résulte des observations sur le terrain que les lames ophiolitiques sont fréquentes sur les crêtes montagneuses et diminuent jusqu'à la disparition dans les vallées. On observe aussi qu'elles jalonnent partout le contact anormal entre Jurassique et Néocomien, démontrant ainsi leur important rôle dans la tectonique de la région. Les lames ophiolitiques, tectoniquement intercalées, sont localisées dans une zone à l'E du massif ophiolitique axial. Nous avons appelé cette zone à individualité bien définie zone de rabotage des ophiolites de Galda de Sus—Ampoita—Zlatna.

Les brèches de friction (mylonites). Le terme de mylonite dû à LAPWORTH a été utilisé dans un sens restreint en 1885. P. TERMIER (90) et LÉON BERTRAND (2) en ont élargi le sens initial, le considérant comme synonyme de brèche de friction. PIERRE VIENNOT (95), s'occupant des brèches mylonitiques des Pyrénées, a réussi d'établir les critères de séparation de ces brèches par rapport aux brèches éruptives et sédimentaires. J. DE LAPPARENT (60) a englobé toutes ces brèches dans les mylonites, opinant qu'il n'y a qu'occasionnellement que les brèches se rencontrent au voisinage des accidents tectoniques.

Dans ce qui suit, nous examinerons les conditions géologiques des brèches de notre région, où l'on distingue, en dehors des brèches volcaniques, des brèches sédimentaires et des brèches mylonitiques.

Les brèches sédimentaires, appartenant au Néocomien, contiennent des éléments sériés d'ophiolites et de calcaires et présentent des passages graduels vers les roches voisines. Elles offrent un grand développement, pouvant occuper quelques dizaines de ha et se trouvent dans le proche voisinage du fondement triasso-jurassique.

Les brèches mylonitiques sont constituées par des ophiolites, calcaires jurassiques et schistes crétacés inférieurs. A première vue, elles

semblent interstratifiées dans le Néocomien. L'absence de transitions vers les roches avoisinantes, l'absence d'éléments composants sériés, obligent de les considérer comme des brèches mylonitiques. En effet, leur présence est liée à une zone importante dans les déformations tectoniques. Ces brèches jalonnent certaines lignes tectoniques et sont le résultat de frictions produites au cours des déformations post-néocomiennes. La présence des schistes néocomiens de ces mylonites associés aux ophiolites et aux calcaires jurassiques, s'explique par la friction des formations entraînées dans la nappe contre les sédiments supracrétacés de l'autochtone. La répartition sur le terrain des brèches mylonitiques montre qu'elles jalonnent les contacts anormaux entre l'autochtone et la nappe. A l'appui de cette observation, nous citons le passage suivant du travail de VIENNOT (95): «j'estime qu'il est logique de considérer comme d'origine dynamique une brèche qui jalonne un contact dont le caractère anormal est démontré d'autre part, à moins, bien entendu, que la brèche présente nettement les caractères d'un sédiment: interstratification, répétition, passage graduel à un dépôt à grain fin au toit et au mur ».

III. TECTONIQUE DES CALCAIRES JURASSIQUES

Nous avons remarqué, dans la partie stratigraphique, les difficultés de séparation des calcaires jurassiques par rapport aux calcaires du Crétacé et même à ceux de l'Eocène. L'analyse micrographique, les restes organiques et les rapports avec les roches voisines nous ont servi à préciser l'âge de ces calcaires jurassiques. L. ROTH TELEGD (80—82), V. UHLIG (92), E. VADÁSZ (94) et SAVICKI (84) se sont occupés des rapports tectoniques entre les calcaires jurassiques, connus sous le nom de « klippes », et les dépôts crétacés avoisinants, sans toutefois arriver à des conclusions satisfaisantes.

Dans ce qui suit, nous montrerons l'importance tectonique des calcaires jurassiques, laissant bien entendu de côté les calcaires crétacés et éocènes, considérés par les chercheurs comme faisant partie de la même catégorie de klippes jurassiques.

Ayant eu l'occasion d'étudier les nombreuses klippes jurassiques du Trăscău et des Monts Métallifères nous avons eu la possibilité de constater une série d'accidents analogues résultant de la même cause générale et dont l'étude d'ensemble nous a conduit à la clarification de la nature de chacune de ces klippes en particulier.

Si l'on regarde de la vallée du Mureș la chaîne des Monts Métallifères, on distingue nettement la bande principale de calcaires jurassiques de leur axe qui se profile comme une ligne quasi horizontale par rapport aux klippes jurassiques qui font l'impression de jaillir du relief du Flysch crétacé.



Les klippes jurassiques se présentent sous la forme de lambeaux à contour fermé, par différence des calcaires crétacés qui s'intercalent sur de grandes distances dans le complexe néocomien.

Compte tenant de la continuité tectonique, nous distinguons deux zones structurales caractérisées par la présence de klippes jurassiques. La première est représentée par les calcaires tithoniques de Piatra Cetei—Făbian, la deuxième, bien plus vaste, étant représentée par les calcaires de Galda de Sus, Cetatea, Vârful Stănei, Piatra Grohotișului, Dosul Blidarului et Dealul Groșilor.

La dernière présente une brusque incurvation au droit de l'Ampoița, ce qui détermine une direction divergente des klippes situées à l'W et à l'E de cette vallée. Le brusque changement dans la direction des klippes, qui s'observe aussi chez les plis du Flysch crétacé, est un reflet de la tectonique du tréfonds cristallin et éruptif.

En ce qui concerne les rapports tectoniques entre les klippes et les dépôts crétacés, nous pouvons apporter les précisions qui suivent. Dans les Monts Trăscău, les klippes font l'impression de plonger d'une manière anticlinale sous le Néocomien. Cette simple impression ne prouve pas cependant leur enracinement. La structure imbriquée, caractéristique du Trăscău, empêche de voir si l'on se trouve en présence d'un véritable anticlinal ou peut-être d'un synclinal écrasé.

Dans les Monts Métallifères l'ensemble structural présente un large développement des plis, les klippes jurassiques ne forment plus des anticlinaux aigus. En général, elles n'atteignent plus le fond des vallées, mais couronnent les crêtes, occupant les côtes les plus élevées. Elles présentent une allure synclinale. Nulle part on n'observe la terminaison périanticlinale qui prouverait leur enracinement.

Les calcaires jurassiques de Piatra Cetei—Pleașa Râmețului donnent de précieux renseignements dans ce sens. A Piatra Cetei, les calcaires jurassiques sont supportés sur les deux flancs par le Néocomien, et à leur terminaison sud, ils montrent une évidente allure synclinale. En suivant en sens longitudinal la zone de klippes Galda de Sus—Dealul Groșilor, on observe un déversement vers le N des calcaires jurassiques commençant de Valea Ampoița vers l'W. Ce déversement s'observe aussi dans les dépôts crétacés.

De suivre encore en long la même zone de klippes, on s'aperçoit que les lambeaux calcaires de Galda de Sus et Cheile Ampoiței descendent jusqu'au thalweg des vallées; or ceci pourrait être considéré comme résultant d'un jeu de failles déterminant l'affleurement de ces calcaires par percement de bas en haut. Dans ce cas, il faudrait cependant admettre que les calcaires seuls ont subsisté pendant cette montée vers la surface. Les rapports tectoniques de ces lambeaux sont plus naturellement explicables par la présence

d'une lame tectoniquement entraînée durant le charriage, la situation basse de certains de ces lambeaux étant due à un replissement ultérieur.

Les lambeaux jurassiques sont habituellement accompagnés par des lames ophiolitiques qui jalonnent le contact anormal entre les calcaires jurassiques et le Flysch crétacé. Par leur position géométrique ces lames mettent en évidence des lignes tectoniques. Leur position intermédiaire milite en faveur de l'idée d'un arrachement des ophiolites sous forme de « copeaux » déterminée par le déplacement des calcaires.

Un dernier caractère, enfin, de ces calcaires jurassiques, c'est la disharmonie vis-à-vis du Flysch crétacé. Les calcaires jurassiques, faiblement ondulés, se disposent sur les différents complexes du Crétacé intensément plissés.

Il ressort clairement de ce que nous venons de dire que les calcaires jurassiques représentent des lambeaux flottants, témoins d'une vaste nappe de charriage, dont seuls persistent aujourd'hui quelques restes de synclinaux.

IV. NAPPE MÉSOCRÉTACÉE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

Une série de travaux de détail, qui se sont occupés des accidents tectoniques de cette chaîne, ne sont point arrivés à une interprétation de l'ensemble structural, du fait de la petitesse relative des contrées explorées. Les travaux de synthèse ont étudié les rapports tectoniques entre les Monts Apuseni et les Carpates Orientales sans descendre au détail. Dans ce chapitre je présenterai les résultats tectoniques auxquels nous sommes arrivés à la suite de nos recherches poursuivies pendant plusieurs années dans les Monts du Trăscău et Métallifères. L'analyse objective des limites géologiques parcourues, la transposition aussi exacte que possible sur le fond topographique, comme aussi la recherche des rapports géométriques des différents complexes sédimentaires nous ont conduit à une explication rationnelle de tous les accidents tectoniques qui caractérisent l'unité de style de notre chaîne.

On distingue, vers le N, une zone axiale, à structure imbriquée, mise en évidence par les synclinaux fortement pincés des formations métamorphiques et par les écaillés détachées des deux flancs de la masse cristalline. Dans la zone crétacée s'observe aussi une structure imbriquée, ce qui rend impossible de préciser si nous sommes en présence d'anticlinaux déracinés, ou de synclinaux flottants.

Au S du Stremțul, l'affaissement marqué de la chaîne détermine l'affleurement de formations de plus en plus récentes, et fait qu'à la place de la structure de fond apparaisse une structure superficielle. Ici, les plis affectent la tendance de se développer avec une allure normale, tandis que les lames de calcaires jurassiques acquièrent une allure synclinale, rappelant les lambeaux de recouvrement d'une grande lame de charriage. A cet endroit aussi, les



bandes d'ophiolites montrent que leur mode de gisement a été imposé par des conditions tectoniques spéciales.

L'analyse structurale détaillée des rapports entre les calcaires jurassiques et ophiolites d'une part, et le Flysch crétacé de l'autre, nous a conduit à l'idée de la présence d'une nappe de décollement, que nous avons appelée la « nappe mésocrétacée des Monts Métallifères ». La présence de cette nappe est évidente dans la coupe géologique de Intre Galde—Piatra Cetei—Vârful, qui est grandement appuyée par la terminaison méridionale de la zone Bedeleu—Ciumerna.

Terminaison méridionale de la zone Bedeleu—Ciumerna. La zone de calcaires jurassiques Bedeleu—Ciumerna se présente comme un large synclinal montrant un étranglement marqué dans le thalweg de la Galda. Dans les gorges de Intre Galde s'observe le charriage des calcaires-sur le Crétacé à l'W, tandis qu'à l'E les calcaires se déplacent en sens horizontal sur environ 2000 m. Dans sa partie méridionale la masse calcaire subit un affaissement axial, mis en évidence par la disparition graduelle des schistes cristallins et des formations qui les accompagnent. Les calcaires jurassiques présentent des aspects des plus intéressants. Ainsi au S de Galda, au lieu de disparaître complètement à la faveur de cet ennoyage, ils se développent de façon de plus en plus marquée. A Ciumerna, les calcaires jurassiques présentent une forme aberrante; leur contour affecte l'aspect d'une hernie supporté pour les trois quarts par le Crétacé, et pour le quatrième par les ophiolites.

La terminaison périnclinale des calcaires à Ciumerna démontre que l'entière zone, au lieu d'accompagner les formations plus anciennes du soubassement dans leur plongées au-dessous du Crétacé, se développe largement sous la forme d'un synclinal, en bonne partie soutenu par les dépôts crétacés. Nous nous trouvons donc en présence d'un important charriage des calcaires jurassiques sur le Néocomien.

Afin de nous rendre compte de l'extension des phénomènes de charriage nous étudierons la coupe géologique offerte par la crête Piatra Cetei—Vârful.

La coupe géologique Piatra Cetei—Vârful. C'est en suivant du regard la crête en question depuis l'autre versant de Valea Galda que nous avons eu pour la première fois la certitude du charriage de la lame calcaire. Etudiant de plus près les rapports entre le Jurassique et le Néocomien nous avons constaté les faits suivants: les calcaires de Piatra Cetei sont supportés des deux côtés par le Crétacé inférieur, fait qui ressort de la circonstance que les calcaires accusent une terminaison perisynclinale. Les calcaires de Piatra Cetei—Pleaşa Râmeşului se présentent donc sous la forme d'un synclinal flottant, tandis que leur voisinage, par rapport à la zone de Bedeleu—Ciumerna nous détermine à les attribuer à la même grande lame de charriage.



Les calcaires jurassiques de Vârful, Bolovan et Pietriceaua se présentent comme des synclinaux flottants sur le Néocomien et présentent leur contact anormal jalonnés par des ophiolites. Les calcaires de Prăgșor sont fortement pincés dans le substratum crétacé, laissant l'impression d'une lame déracinée.

Il en résulte que les lambeaux jurassiques ont une structure contrastant violemment avec la structure du substratum. Les calcaires jurassiques sous la forme d'une importante lame, se déplaçant à la surface d'un plan incliné, a donné naissance à une nappe de chevauchement supportée, soit par les formations anciennes de l'axe de la chaîne, soit par le Flysch infracrétacé.

Délimitation de la nappe. Avant de présenter la nappe mésocrétacée des Monts Métallifères, il est nécessaire de définir ses limites actuelles. À l'E les derniers témoins de la nappe sont noyés par les dépôts post-tectoniques, dont les contours stratigraphiques mettent en évidence des transgressions répétées après la mise en place de la nappe. Vers le S, la limite correspond au bassin géographique de l'Ampoiul. Ici la nappe a été fortement morcelée par l'érosion pré-albienne et ses derniers restes ont été ensevelis et masqués par l'épaisse couverture du Mésocrétacé.

Les lambeaux jurassiques de Hulmuri et Grozești sont les indices les plus occidentaux de la nappe. Enfin, au N les éléments composants de la nappe ont été identifiés tout le long des Monts du Trăscău.

Description des éléments. De la lame de charriage primitive, il n'est resté que des lambeaux plus ou moins vastes, épargnés par l'érosion grâce à un pincement plus intense dans le substratum.

Zone de Râmeți—Necrilești—Ciumerna, se dessine sous la forme d'un synclinal dans la partie axiale de la chaîne, s'appuyant sur le substratum cristallin et ophiolitique vers l'E et le N, ou alors sur le Crétacé vers l'W et le S. À Ciumerna, le synclinal jurassique s'élargit fortement prenant la forme d'une hernie. Ici doit-on remarquer la fréquence des éléments quartzitiques bien roulés qui semblent représenter les graviers d'un ancien cours d'eau.

Lambeaux de Piatra Cetei—Sfredelașul. Les premiers lambeaux de calcaires jurassiques à l'E de Râmeți—Ciumerna se rencontrent à Piatra Cetei et Sfredelașul. Les terminaisons périssynclinales de Piatra Cetei et leur continuation vers le N dans Pleașa Râmețului, comme aussi les étranglements correspondant aux vallées de la bande entière, mettent en évidence une allure synclinale.

Les calcaires de Sfredelaș correspondent à ceux de Piatra Cetei au delà de la Valea Galdei. Ils sont supportés tout autour par le Néocomien, tandis que leur contact est jalonné par les Ophiolites.



Lambeaux de Galda de Sus—Dosul Blidarului. La disposition zonaire des lambeaux de Galda de Sus—Dosul Blidarului, comme de ceux de Piatra Cetei—Sfredelaşul, contribue à faire voir l'allure de la surface de charriage. Si l'on suit en sens longitudinal la zone de lambeaux de Galda de Sus—Dosul Blidarului on constate une incurvation accentuée des plis, accompagnée de leur déversement.

Au N des Monts Métallifères, comme dans le Trăscău, le Flysch crétacé se présente comme une série géosynclinale à répétitions isoclinales manifestant des poussées vers l'E. Dans la partie ouest de Valea Ampoiţa, aussi bien le Flysch que les lambeaux jurassiques qu'il supporte se dirigent vers l'intérieur de la chaîne. Le phénomène de déversement se généralise dans la région comprise entre Valea Ampoiului et le massif cristallin de Gilău—Bihor. L'âge de ces déversements est plus récent. Dans le bassin de l'Arieş, les schistes cristallins sont déversés sur le Sénonien, et dans la région de Zlatna les roches ophiolitiques chevauchent le Sénonien et aussi l'Eocène.

Les lambeaux de Galda de Sus—Dosul Blidarului montrent que la série chevauchante reste sur les crêtes, laissant la prédominance au Flysch crétacé. Les calcaires de Cheile Galdei et des Cheile Ampoiţei constituent — par leur position inférieure dans le thalweg — une exception. On pourrait y croire à un diapirisme des calcaires. En tenant compte qu'on se trouve dans le même ensemble structural, les calcaires en question ne peuvent être considérés comme des anticlinaux enracinés mais encore des lambeaux de recouvrement soumis à une déformation postérieure au charriage. Les calcaires de Cheile Galdei et de Cheile Ampoiţei correspondent à une descente axiale de la surface de charriage.

Lambeaux satellites de Meteş. Aux environs du village de Meteş s'observent de nombreux blocs de calcaires jurassiques de dimensions variables, montrant des rapports peu nets vis-à-vis du Néocomien: nous les avons dénommés lambeaux satellites. Ces lambeaux jalonnent la surface de charriage dans sa partie de plongement maximum qui a été affectée par toutes les invasions marines en commençant par l'Albien.

La zone de rabottage des ophiolites de Galda de Sus—Ampoiţa—Dealul Groşilor. Les rapports entre les roches ophiolitiques et les roches des alentours nous ont conduit à l'idée que les ophiolites ont le caractère d'une intercalation tectonique.

Les plus nombreux affleurements ophiolitiques se trouvent sur les sommets et présentent une allure synclinale. Vers le fond des vallées les bandes ophiolitiques descendent, s'amincissant par une résolution en écailles. Il n'y a que les parties profondément pincées dans la masse du Flysch qui sont rencontrées dans le thalweg des grandes vallées.

Les relations entre ophiolites et calcaires jurassiques plaident pour leur position tectonique. Les roches ophiolitiques, jalonnant le contact anormal,



démontrent de façon nette leur rôle dans la tectonique de la région. Dès le début, on les a considéré comme des klippes, de façon analogue aux calcaires jurassiques.

Regardés dans leur ensemble, les affleurements ophiolitiques présentent une individualité tectonique bien définie, fait qui nous a déterminés de les considérer comme une zone indépendante, que nous avons dénommée: zone de rabottage des ophiolites.

L'âge. Pour la détermination de l'âge de la nappe, le parallélisme établi du Crétacé nous a été d'un grand secours. La surface de charriage recouvrant l'Aptien, l'âge en question apparaît, par cette simple constatation, post-aptienne. La détermination de l'Albien, que nous avons récemment précisée, vient d'établir la limite supérieure de cet intervalle.

Le mécanisme de formation. Les Monts Métallifères se caractérisent par l'existence de deux styles tectoniques qui contrastent violemment. La zone axiale de la chaîne comme la zone nordique du Flysch offrent une structure imbriquée. En opposition avec cette structure autochtone, se constate la présence d'une imposante lame de charriage à position géométrique supérieure.

Le mouvement d'ensemble de la nappe est de l'W vers l'E. La nappe des Monts Métallifères est une nappe de décollement, résultant du détachement du fondement cristallin des Monts Apuseni d'une masse de calcaires jurassiques, qui s'est déplacée vers l'E sous l'influence de la pesanteur venant recouvrir les régions basses orientales occupées par l'Infracrétacé. Arrivant sur l'emplacement actuel des Monts Métallifères, cette nappe a rencontré un autochtone varié. Dans la partie axiale, elle a buté contre l'affleurement cristallin et les masses ophiolitiques leur donnant une structure imbriquée. De l'affleurement ophiolitique, les calcaires ont arraché des lames que nous rencontrons aujourd'hui à leur base et dans la zone de rabottage.

Déformations structurales postérieures au charriage. Aujourd'hui la nappe ne se présente plus sous la forme d'une large ondulation qu'elle avait à l'origine mais comme des lambeaux à distribution zonnaire, profondément pincés dans la masse du Flysch. L'allongement des lambeaux dans le sens de la direction des couches montre les modifications subies par la nappe après sa mise en place.

Le pincement des éléments de la nappe dans la masse de l'autochtone est dû aux replissements. Le mouvement orogénique de grande ampleur manifesté entre l'Aptien et l'Albien (phase austrique de STILLE), a été suivi par des mouvements plus récents, qui ont eu de fortes répercussions sur le géosynclinal des Monts Apuseni. Le replissement du plan de charriage a



donné naissance par endroits à une structure isoclinale, qui a caché à certains chercheurs la vraie nature tectonique des « klippes ». Du fait des replissements, on constate le long d'une zone de lambeaux, des variations longitudinales produites par les culminations et les dépressions axiales des synclinaux primitifs de la nappe. Les surélévations et les ennoyages d'une zone de lambeaux s'expliquent par des ondulations transversales.

En dehors de ces pincements, on observe également un déversement des plis, aussi bien dans l'autochtone que dans la nappe qui vient troubler de façon très intense l'allure initiale de la nappe. Au NE des Monts Métallifères tout comme à l'E des Monts Trăscău, l'ensemble structural présente une série de plis déjetés vers l'E. Dans l'W de la chaîne, les plis ont un plongement en sens contraire. Le conflit entre ces deux sens de dejettement est directement visible et pourrait nous conduire à admettre deux sens de poussée des plis.

Ces déversements sont des phénomènes post-tectoniques d'ordre secondaire, qui ont été considérés par certains chercheurs comme le trait principal de la tectonique de cette chaîne. ROZLOZNIK (83) a donné une synthèse structurale des Monts Apuseni basée sur le déversement des plis vers le N; comme si les masses cristallines avaient exercé un appel des sédiments, contraire à la pesanteur.

Quelle est la signification tectonique des déversements dans les Monts Métallifères?

Dans le bassin de l'Arieș existe une zone de sédimentation subsidente, située sur la chaîne plissée. Cette « avant-fosse » a exercé un appel vis-à-vis des plis du NW des Monts Métallifères. Dans la région de Zlatna—Abrud s'observe une zone d'ennoyage transversale par rapport à la direction des couches, qui a également exercé une attraction vis-à-vis des plis du Flysch et des éléments de la nappe.

Il en résulte que les déversements ne sont pas le résultat d'une poussée en sens contraire au mouvements général vers l'E, mais ils ont été provoqués par l'appel exercé par les dépressions créées à l'intérieur de l'édifice pendant le paroxysme mésocrétacé ou dans les phases suivantes.

SÉRIE EN PLACE

La série en place est représentée par la zone axiale, formée par les roches les plus anciennes et la zone du Flysch qui se développe sans uniformité de part et d'autre de la zone axiale.

La zone axiale. Dans les Monts du Trăscău, la zone axiale comprend les schistes cristallins, les ophiolites triasiques et les calcaires jurassiques. A l'W, cette zone vient en contact anormal avec le Crétacé supérieur. Au



N de Valea Stremțului, le bord oriental de la zone axiale présente des complications résultant de la pression des calcaires chevauchant au contact du substratum.

Au S du Stremțul, ces complications tectoniques disparaissent sous la couverture de Flysch; les ophiolites seules y affleurent.

La zone axiale se présente dans son ensemble comme un anticlinorium complexe, indubitablement enraciné, et influencé par le déplacement des masses jurassiques au cours du charriage mésocrétacé comme aussi par la tectonique plus récente.

Flysch crétacé. A l'E et au S des Monts Apuseni, se constate une ceinture périphérique moulant la bordure du Bihor — Gilău. Ces plis appartiennent à une série géosynclinal plissée, caractérisée par des répétitions isoclinales qui mettent en évidence un déplacement vers l'E. La zone du Flysch constitue la majeure partie de la série en place des Monts Métallifères et présente, par rapport à la zone axiale, une discontinuité structurale primordiale.

Les dépôts du géosynclinal comportent toutes les subdivisions du Crétacé, que nous avons eu la possibilité d'identifier grâce aux nombreuses discordances stratigraphiques. La succession normale du Flysch est souvent affectée par des laminages locaux. Les accidents de la masse crétacée nous font l'impression d'une répétition tectonique.

Le Crétacé inférieur a été fortement influencé par des phénomènes orogéniques de grande amplitude qui ont eu lieu à la fin de l'Aptien. Le principal résultat de ces phénomènes a été la mise en place de la nappe mésocrétacée supportée en majorité par le Flysch crétacé. La zone du Flysch a continué de subir de nouvelles influences tectoniques de l'ordre des plis à rebours et des replissements.

Enfin, la zone du Flysch se caractérise par l'existence d'une série discordante qui indique la limite chronologique supérieure du charriage.

V. HISTOIRE POST-TECTONIQUE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

Les dépôts du géosynclinal des Monts Métallifères débutent par le Néocomien inférieur et comportent toutes les subdivisions du Crétacé. On peut y faire une distinction nette entre le complexe néocomien (Valanginien-Aptien) fortement plissé et le complexe albien-sénonien faiblement ondulé. Entre les deux a eu lieu la mise en place de la nappe.

Cette mise en place a été suivie par une série de déformations tectoniques, qui ont duré depuis l'Albien jusqu'à la complète individualisation de la chaîne.



Après la phase des plissements alpins (*phase autrique*) la tectonique de notre chaîne fut cependant assez compliquée. A l'intérieur de la chaîne, on distingue des portions plus souples, où s'installe le Mésosé et le Supracrétacé. Ces zones semblent être le résultat de répercussions des mouvements orogéniques et se caractérisent par une sédimentation intense en corrélation d'un affaissement contemporain.

L'avant-fosse de l'Arieș, localisée sur un vaste synclinal, a fonctionné uniquement pendant le Crétacé supérieur. Une autre zone de subsidence, se constate dans la partie centrale de la future chaîne et qui date déjà de la fin du Néocomien. Cette zone représente un ennoyage transversal dans la région Abrud—Zlatna. Elle a fonctionné comme telle aussi durant le Crétacé supérieur.

L'invasion de la mer éocène a suivi la même aire d'ennoyage Abrud-Zlatna, occupant cependant une surface moindre. Après le retrait progressif de la mer nummulitique le relief a été rajeuni par surrection, ainsi qu'il est prouvé par les facies pétrographiques de l'Aquitainien. Au début du Miocène, l'affaissement des bassins intramontagneux fut contemporain de la sédimentation. Le phénomène de remblayage est accentué, mais sans réussir à remplir complètement les bassins emplantés sur l'ancienne aire d'affaissement.

Une nouvelle ingression marine est celle du Tortonien, quand les eaux pénètrent par le golfe Ampoia — Telna dans le bassin de Zlatna, et de Roșia réussissant de s'approcher de l'avant-fosse de l'Arieș.

Les dépôts sarmato-pliocènes présentent des discordances locales, qui se remarquent à la bordure orientale de la chaîne.

On observe, de ce qui vient d'être consigné, que le charriage anté-albien fut suivi par une première série marine discordante (albienné-éocène), et par une deuxième série de dépôts saumâtres et lacustres (oligocène-pontienne). Les deux séries présentent des discordances intéressantes pour la clarification des phénomènes tectoniques.

En dehors de ces séries discordantes, la couverture des roches volcaniques tertiaires présente un grand intérêt dans la détermination des accidents tectoniques. Les produits volcaniques sont utiles dans l'établissement des moments de surrection et du gauchissement qui ont eu lieu dans les temps plus récents.

La tectonique post-aptienne est essentiellement résultée du jeu des dislocations de l'ancien socle et de la répercussion qu'elles ont eu sur les terrains crétacés et tertiaires. Les dépôts post-aptiens n'ont eu qu'un rôle purement passif, dû aux jeux subverticaux caractéristiques de la phase postérieure de la tectonique.

L'identification de l'Eocène sous le facies de Flysch dans la région de Zlatna, permet de parler d'une tectonique nummulitique. Jusqu'à présent, on connaissait des chevauchements d'ordre secondaire subis par le Sénonien



du voisinage des villages Ocoliș et Prisaca. Comme, à Zlatna, le charriage influe de manière égale le Sénonien et l'Eocène, l'âge post-éocène du charriage apparaît clairement. Il est également intéressant à relever que les chevauchements post-éocènes se rencontrent à l'intérieur de la chaîne, tandis qu'à la périphérie les dépôts sénoniens et éocènes gardent une allure plus calme.

Après le retrait de la mer nummulitique a eu lieu la phase terminale des plissements alpins des Monts Apuseni. Cette phase est marquée par la complète dépendance de l'Oligocène-Aquitaniien par rapport au Flysch crétacé et paléogène.

La disposition de l'Oligocène et de l'Aquitaniien est instructive. Elle nous montre les surélévations inégales des différents compartiments. Au début du Miocène a lieu un jeu de voussoirs, séparés par des zones de fractures, et qui a donné naissance aux bassins néogènes. Le fractionnement s'est produit en quelques phases corrélatives des divers moments de formation des chaînes carpatiques.

Le relief des Monts Métallifères a été rajeuni très récemment grâce à des surrections en blocs. Sur l'existence de ceux-ci parlent les nombreux niveaux d'érosion identifiés par les géographes sur les flancs de la chaîne.

Il en résulte qu'après la phase austrique, les Monts Métallifères ont été influencés par une tectonique nummulitique et, enfin, que durant le Néogène des dislocations radiales y apparaissent en bonne partie utilisées par les éruptions tertiaires.

Le parallélisme du Crétacé et l'identification de l'Eocène que nous venons d'établir donnent la possibilité de reconstituer le tableau synoptique des mouvements tectoniques enregistrés par les Monts Métallifères. La *phase austrique* (STILLE) des mouvements alpins, comprise entre l'Aptien et l'Albien, a eu comme résultat final la formation de la nappe mésocrétacée.

Après la grande transgression albienne et cénomaniennne, les Monts Apuseni ont été le théâtre de déformations tectoniques entre le Cénomaniien et le Turonien (*phase subhercynique*, STILLE).

L'indépendance de l'Eocène, par rapport au Sénonien, prouve l'existence d'une *phase laramique*. L'érosion avancée de l'Eocène supérieur, le retrait définitif de la mer du Flysch indiquent une nouvelle phase tectonique: la *phase pyrénéenne*. Dans cette dernière phase, les déformations tectoniques ont été des plus intéressantes; le plissement de l'Eocène a été accompagné par des chevauchements indépendants et d'un moindre degré que ceux du Crétacé.

Les « mouvements saviques » sont parfaitement mis en évidence par le soulèvement en bloc de la chaîne à la fin de l'Oligocène, qui — grâce au rajeunissement du relief — a occasionné la sédimentation violente de l'Aquitaniien. L'absence de continuité entre l'Oligocène et l'Aquitaniien est une preuve évidente de manifestations tectoniques de la *phase saviqque*.



En général, on peut considérer les oscillations marines tertiaires et les discordances qui séparent les différentes séries, comme des retentissements affaiblis des phases de plissements, habituellement plus marquées, qui ont eu lieu dans le géosynclinal des Carpates Orientales.

L'essai de synthèse structurale, que nous venons de présenter plus haut, permet d'apprécier l'unité de style tectonique des Monts Métallifères. Or, c'est cette unité de style qui nous a occasionné d'arriver à une explication rationnelle de nombreux accidents tectoniques, qui avaient donné naissance à des interprétations contradictoires. Etudiant ces accidents dans leur ensemble, nous sommes parvenues à en clarifier la nature de chacun en particulier. C'est la continuité tectonique seule qui a été à la base de nos recherches en vue de la distinction des caractères structuraux.

Nous devons relever une différence par rapport aux Carpates Orientales, et qui nous semble importante. Pour ces dernières, on admet habituellement une correspondance rigoureuse entre les zones isopiques et les zones structurales. Cette corrélation ne ressort pas cependant — en ce qui concerne les Monts Métallifères — avec un caractère de nécessité.

Dans ce travail, nous avons essayé de pénétrer les énigmes structuraux, si variés et intéressants, des Monts Métallifères. Nous n'avons pas, bien entendu, la prétention d'en présenter une synthèse complète et définitive. Le progrès des recherches apportera certainement des modifications à l'hypothèse actuelle sur la formation des chaînes de montagnes. Mais on reconnaîtra néanmoins, nous l'espérons, le pas en avant que nous avons fait afin d'arriver un moment plutôt à la vérité. C'est là d'ailleurs le seul but de la recherche scientifique.

Reçu: 8 Mars 1945



BIBLIOGRAPHIE

1. ARGAND E. La tectonique de l'Asie. *Congrès géol. international*. Bruxelles, 1922.
2. BERTRAND L. Sur le contact des massifs primaires du Labourd et du Baygoura, à Louhassoa. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.* 1919.
3. BERWERTH F. Ausflüge im siebenb. Erzgebirge. 1888.
4. BEUDANT S. F. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris, 1822.
5. BITTNER A. Neue Daten über die Verbreitung cretacischer Ablagerungen mit Orbitolina concava Lam. in den Kalkalpen, etc. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.*, 1899.
6. BLANCHET F. Étude micrographique des calcaires urgoniens. Travaux de l'Université de Grenoble, 1916—1917.
7. BLANKENHORN. Studien in der Kreideformation im südlichen und westlichen Siebenbürgen. *Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch.* Bd. 52, 1900.
8. BOURCART J. Essai sur les régressions et transgressions marines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Tome VIII. Paris, 1938.
9. BRANA V. Note sur l'âge des conglomérats de la région de Neagra. (Distr. de Turda). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XXI. București, 1937.
10. CAYEUX L. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Paris, 1931.
11. — Les roches sédimentaires de France. Paris, 1929 et 1935.
12. COSSMAN M. et PISSARO G. Iconographie complète des coquilles fossiles de l'Eocène des environs de Paris. Tome 2. Paris, 1907—1913.
13. COSSMAN M. et PEYROT. Conchologie néogénique de l'Aquitainen. *Extrait des actes de la Soc. Linnéenne de Bordeaux*, Tome LXIV. Bordeaux, 1910.
14. CZEKELIUS D. Über den Korallenkalk von Krakko (= Cricău). *Verhandl. u. Mitt. des siebenb. Verh. für Naturwissenschaften*, Vol. IV. Sibiu, 1853.
15. GERMAN I. Cercetări geologice în colțul de sud-vest al Depresiunii Transilvaniei. *Rev. Muz. Geol. Min.*, Vol. VII. Cluj, 1938.
16. — Incălecările post-senoniene în basinul Ampoiului. *Ibid.*, Vol. V. Cluj, 1933—1934.
17. — Tectonique de la région comprise entre les vallées Valea Stremțului et Valea Ampoiului. *C. R. Acad. des Sc. de Roum.*, Tom. II. București, 1938.
18. GILLET S. Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IV. București, 1943.
19. HAUSER FR. u. STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
20. HAVELACQUE M. Album de microphotographies des roches sédimentaires. Paris, 1900.
21. HERBICH FR. Das Széklerland. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. G. A.*, Bd. IV. Budapest, 1878.
22. — Über die Einteilung der Eruptivgesteine in Siebenbürgen. *Jahresb. d. siebenb. Museums-Verh.*, 1873.



23. HERBICH FR. Geologische Beobachtungen in dem Gebiet der Kalkklippen am Ostrande des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.*, VII, 1877.
24. — Palaeontologische Studien über die Kalkklippen des siebenb. Gebirges. *Földt. Közl.*, XVIII.
25. HEREPEY K. Der Leithakalk von Felső-Orbo (= Gârbova de Sus). *Orv. Tern. Tud. Est*, X, 1888.
26. — Geologische Beschreibung des Kom. Also-Fehér (= Alba) 1897 (Ref. *Földt. Közl.*, XXIX, 1899).
27. ILIE MIRCEA D. Die Aptychus-Schichten in den Munții Apuseni. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. II. București, 1934.
28. — Allgemeiner Ueberblick über die Geologie des siebenb. Erzgebirges und der Berge von Trascău. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. II. București, 1934.
29. — et KRÄUTNER TH. Observations sur la zone des lambeaux jurassiques entre Valea Stremțului et Valea Ampoiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XX. București, 1933.
30. — Observations microscopiques sur le Mésozoïque des Monts Trascău et du Bassin de l'Arieș. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XX. București, 1933.
31. — Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII. București, 1935.
32. — Les calcaires tithoniques et aptiens des Monts Métallifères de Transylvanie. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XXI. București, 1937.
33. — Les nouvelles hypothèses relatives à la tectonique des Monts Métallifères de la Roumanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III. București, 1937.
34. — The Cenomanian transgression in the Metalliferous Mountains of Roumania. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III. București, 1937.
35. — Geological structure of the Vulcan and Brădișor region. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III. București, 1937.
36. — Excursiuni geologice în Munții Metaliferi ai României. *Bul. Soc. Nat. Rom.*, Nr. 11. București, 1937.
37. — Rôle tectonique des « klippes » dans les Monts Métallifères de Roumanie. *C. R. Ac. Sc. Roum.*, Tome I. București, 1937.
38. — Les brèches à éléments éruptifs des Monts Métallifères, c. *Ibid.*, Tome II. București, 1938.
39. — Problèmes tectoniques dans les Monts Apuseni (Roumanie), *Ibid.*, 1938.
40. — L'âge des roches effusives dans les régions aurifères des Monts Apuseni. *Ibid.*, 1938.
41. — Sur les roches ophiolitiques des Monts Apuseni. *Ibid.*, 1938.
42. — Problème du Danien en Transylvanie (Roumanie). *Ibid.*, Tome III. București, 1939.
43. — Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXI. București, 1940.
44. — Observations sur la structure géologique de la partie orientale des Monts Apuseni (Roumanie). *C. R. Ac. Sc. Roum.*, Tome III. București, 1939.
45. — Contributions à la connaissance du Néocomien dans les Monts Apuseni. *Ibid.*, 1939.
46. — The presence of the Actaeonella genus in Roumania. *Notationes biologicae*, Nr. 1, București, 1936.
47. — Sur la présence d'Acanthoceras rotomagense dans le Crétacé des environs de Brad. *C. R. Ac. Sc. Roum.*, Tome III. București, 1939.
48. — Calcarele cu Nummuliti din regiunea Ampoița. *Bul. Soc. Nat. Rom.* București, 1939.



49. ILIE MIRCEA D. Asupra răspândirii depozitelor eocene în vecinătatea oraşului Alba-Iulia. *Rev. Ştiinţ. « V. Adamaki »*, Vol. XXIX, Nr. 3—4. Iaşi, 1943.
50. — Sur les dépôts albiens du bassin inférieur de la Valea Ampoiului (Distr. Alba). *Ibid.*, Vol. XXI. Alba-Iulia, 1945.
51. — Asupra prezenţei speciei *Perisphinctes tiziani* în regiunea Bucerdea Vinoasă. *Ibid.*, Vol. XXX, 1944.
52. — Dépôts éocènes dans le bassin moyen de la Valea Ampoiului. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Tome.
53. — et PREDĂ D. Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpates de Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Tome XXIV. Bucureşti, 1940.
54. — Problema jaspurilor şi radiolaritelor din Carpaţii României. *Bul. Nat. Rom.*, Nr. 15. Bucureşti, 1948.
55. KOBER L. Das alpine Europa. Berlin, 1931.
56. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenb. Landesteile. I. Palaeogen. 1894; II. Neogen. Budapest, 1900.
57. KOENEN A. Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Mollusken Fauna. *Palaeontographica*, XVI. Cassel, 1866—1869.
58. LACOSTE J. Études géologiques dans la région rifaine méridionale (Maroc), Tome I, II. *Notes et mémoires Maroc*. Rabat, 1934.
59. LAPPARENT J. DE. Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. de la carte géol. de France*. Paris, 1918.
60. — Les formations bréchiq. entre les villages de Salles et de Sère-Argeles et au Nord du village de Boâ (Hautes-Pyrénées). Études lithologique. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, Tome XIX. Paris, 1919.
61. LEMOINE P. M. Géologie du Bassin de Paris. Paris, 1911.
62. LOCZY L. Einige Betrachtungen über den geol. Aufbau der Geosynklinalen des siebenb. Erzgebirges im weiteren Sinne u. der nord-westlichen Karpathen. *Földt. Közl.*, XLVIII, 1918.
63. — Beiträge zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. *Jahresb. d. k. ung. geol. R. A.* 1940.
64. MACOVEI G. et ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI. Bucureşti, 1933.
65. MARTONNE EM. DE. Résultats scientifiques des excursions géographiques de l'Institut de Géographie de Cluj en 1921. *Lucrările Inst. de Geografie al Univ. Cluj* Vol. I. Bucureşti, 1924.
66. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. Prague, 1930.
67. MÜCKE K. Beitrag zur Kenntnis des Karpathensandsteins im siebenbürg. Erzgebirge. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1915.
68. NIŢULESCU O. Contribuţiuni la fauna Eocenului superior din jurul Clujului. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. VI, Nr. 1—2. Cluj, 1936.
69. NOPCSA FR. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, (Alba-Iulia), Deva, Ruszkabánya u. d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol.*, A. Bd. XIV.
70. PALFY M. Die Oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvincz. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. A.* Bd. XIII, 1902.
71. — Oberkreideschichten zwischen Szászchor (Săscior) und Sebeshely (Sebeşel) *Földt. Közl.*, Bd. XX, 1901.



72. PAPP K. Die Umgebung des Dîmbuberges (= Dâmbău) bei Zalatna im Konz. Also-Feher (Zlatna, jud. Alba). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* für 1915.
73. PASCU R. Carierele și apele minerale din România, jud. Alba. *Studii Tehnice și Economice, Inst. Geol. Rom.*, Vol. VI, Nr. 8. București, 1929.
74. PAUCĂ M. Sur la nature de la mer pontienne de l'intérieur et l'extérieur des Carpathes. *C. R. Ac. Sc. Roum.*, Tome I. București, 1936.
75. PAUCĂ M. et ILIE M. D. Le Tortonien de l'Est et de l'W des Monts Apuseni. *C. R. Inst. Geol. Roum.*, Vol. XX. București, 1935.
76. POŠEPNY F. Zur Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.*, XVIII. Wien, 1869.
77. PRIMICS G. Diabasporphyrite und Melaphyre aus Siebenbürgen. *Ung. geol. Gesellsch. Sitz. III*, 1878 (*Földt. Közl.*).
78. PROTESCU O. Câteva date asupra Paleogenului din regiunea Șotriile—Brebu—Breaza (Jud. Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII. București, 1914.
79. — Contribuțiuni la studiul faunei de Foraminifere din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX. București, 1922.
80. ROTH TELEGD L. Der Ostrand des siebenb. Erzgebirges in der Umgebung von Sard. Metes, Presaca, Răcătău und Alba-Iulia. *Jahresb. d. ung. geol. Anst. f.* 1904.
81. — Der Ostrand des siebenb. Erzgebirges bei Csaklya (= Cetea) und das längst dem Marosfluss östlich anschliessende Gebiet. *Jahresb. d. ung. geol. Anst. f.* 1903. Budapest, 1905.
82. — Der Ostrand des siebenbürg. Erzgebirges von Felsőgald (= Galda de Sus), Intregalde, Czelnă (= Telna) und Ompolyicza (= Ampoița), *Ibid.* Budapest, 1905.
83. ROZLOZSNIK P. Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (M. Apuseni) im Karpathensystem. *Math. Natur. Anzeiger d. ung. Ak. d. W. B.* Band LX. Budapest, 1936.
84. SAWICKI L. Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. *Bull. Ac. Sc. Cracovie*, 1912.
85. STANCIU V. Provinciile minerale ale României. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*, Vol. III, No. 2. Cluj, 1930.
86. STILLE H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
87. STEINMANN G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *Congres Géol. Internat. XIV.* Madrid, 1927.
88. SZENTPÉTERY S. Der Melaphyr und seine Rolle im siebenb. Erzgebirge. *Földt. Közl.* XLVI. Budapest, 1916.
89. — Über die Eruptivgesteine der Dreca und des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1916.
90. TERMIER P. Les brèches de friction dans le granite et dans le calcaire cristallin à Moiné-Mendia près Hélette et leur signification tectonique. *Bul. Soc. Géol. Fr.* Tome IV. Paris, 1904.
91. TSCHERMAK G. Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien, 1869.
92. UHLIG V. Über die Klippen der Karpathen. *C. R. IX-ème. Congrès géol. internat. de Vienne*, 1903.
93. — Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
94. VADÁSZ E. Beiträge zur Geologie des Klippenzuges Torda-Ompolytal. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. für* 1914.
95. VIENNOT P. Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bul. des serv. de la Carte géol. de la France.* Paris, 1927.



96. VOITEȘTI I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*, Vol. III, No. 1. Cluj, 1929.
97. — Evoluția geologică-paleontologică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*, Vol. V, Nr. 2. Cluj, 1936.
98. — Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpatiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. V. București, 1942.
99. VUTSKITS G. Über die Nummuliten Siebenbürgens. *Orv. term. tud. Értesito*, Vol. V. Cluj, 1883.
100. ZEKELI FR. Die Gastropoden der Gosaugebilde. *Abhandl. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1852.
101. ZITTEL V. Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. *Denkschrift d. k. Akad. d. Wiss.* Band 34. 1864.
-

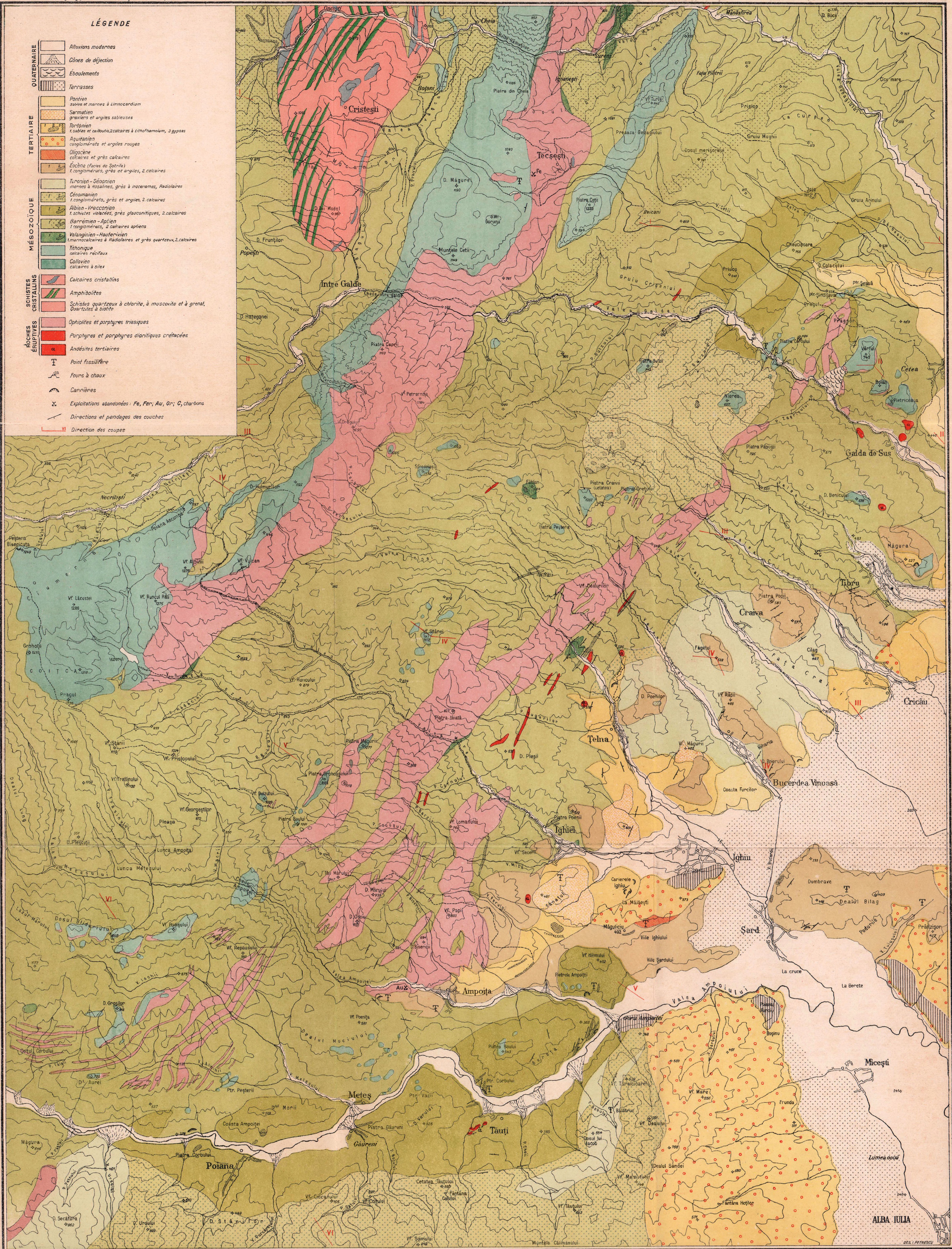


CARTE GÉOLOGIQUE DES MONTS MÉTALLIFÈRES DE ROUMANIE

ÉCHELLE

500m 0 1 2 3 km.

MIRCEA ILIE: Recherches géologiques entre Valea Sirentului et Valea Ampoiului.

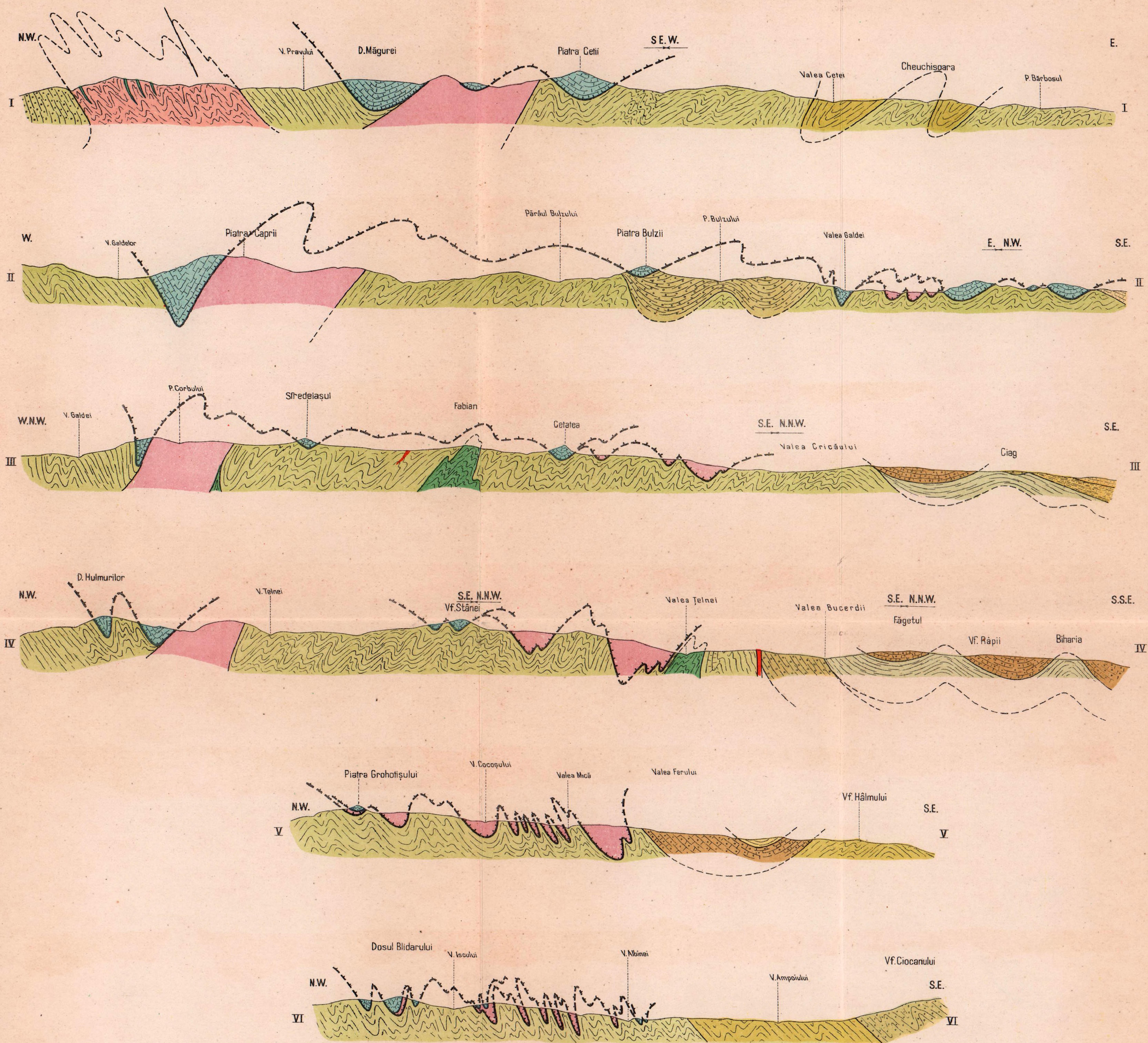


COUPES GÉOLOGIQUES PAR LES MONTS MÉTALLIFÈRES DE ROUMANIE

ÉCHELLE

500 m 0 1 2 3 Km.

MIRCEA ILIE: Recherches géologiques entre Valea Stremtiului et Valea Ampoiului



L É G E N D E

TERTIAIRE

- Pontien
- Tortonien
- Éocène (Facies de Şatrile)

MÉSOZOÏQUE

- Turonien - Sénonien
- Cénomanién
- Albien - Vraconien
- Barrémien - Aptien
- Valanginien - Hauterivién
- Jurassique - supérieur (Tithonique)

ROCHES ÉRUPTIVES

- Ophiolites et porphyres triasiques
- Andésites tertiaires

SCHISTES CRISTALLINS

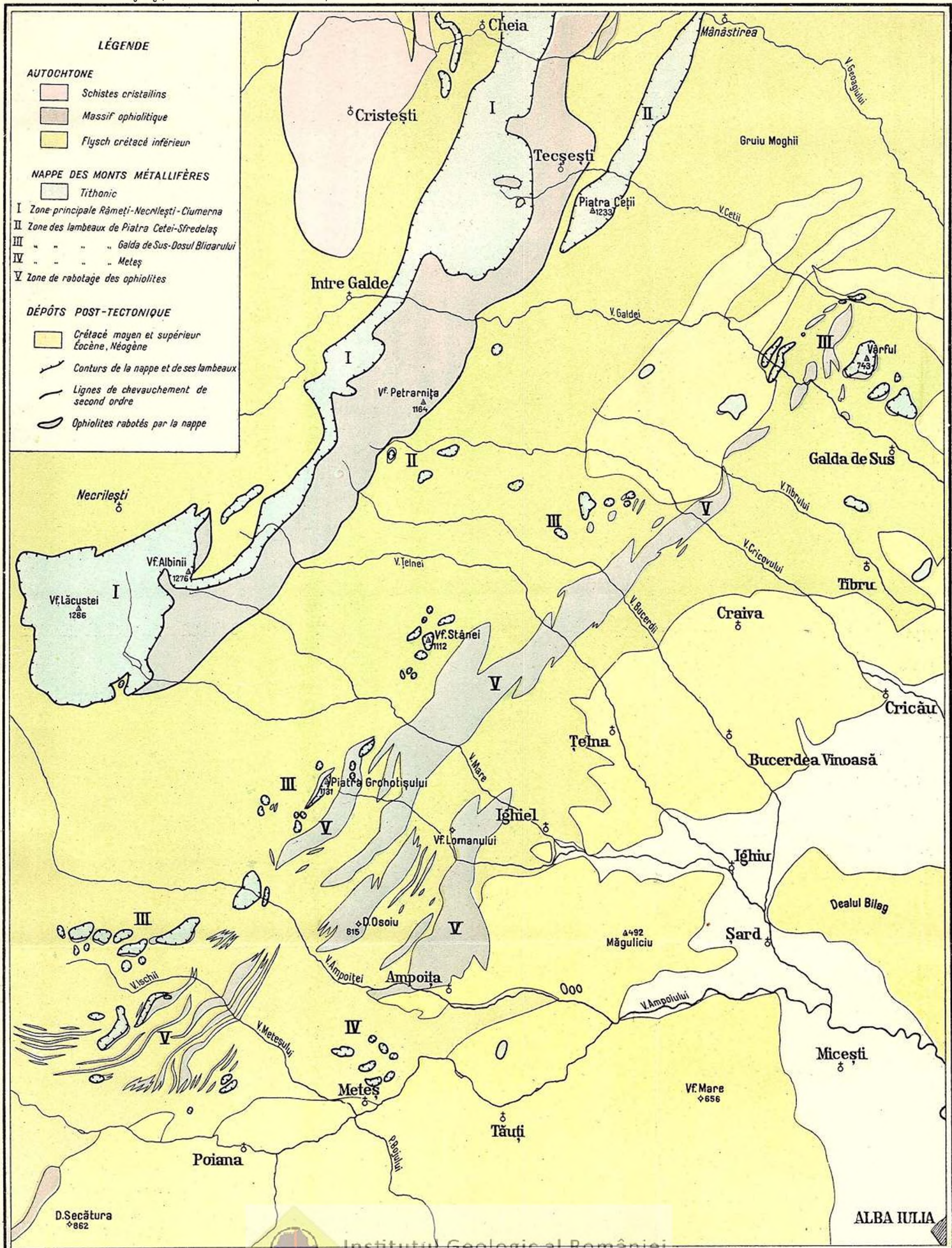
- Amphibolites
- Schistes quartzeux à chlorite à muscovite et à grenat. Quartzites à biotite.

CARTE STRUCTURALE SCHÉMATIQUE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

ÉCHELLE 1:100 000

500 m 0 1 2 3 Km

MIRCEA D. ILIE : Recherches géologiques entre Valea Stremțului et Valea Ampoiului



LE MASSIF ÉRUPTIF DE LA VLĂDEASA

PAR

DAN GIUȘCĂ

TABLE DES MATIÈRES

	Page
I. Généralités sur la constitution du massif	200
II. Description des corps éruptifs	203
III. Phénomènes de contact	226
IV. Les dépôts crétacés et leur métamorphisme	229
V. Considérations génétiques	233
A) La forme taphrolitique du massif	233
B) L'origine probable du magma et sa différenciation	239
<i>Bibliographie</i>	250

Le complexe éruptif de la Vlădeasa a fait l'objet d'une longue série de publications. C'est notamment JULIUS VON SZÁDECZKY qui a décrit minutieusement les principaux types de roches, en indiquant en même temps leur distribution. Une esquisse d'ensemble à l'échelle 1:200.000 ainsi qu'une carte de la Vallée du Secuieu (1:75.000) sont annexées à ses derniers travaux sur ce sujet (1915), dans lesquels l'auteur essaie de synthétiser ses nombreuses observations dans une esquisse génétique concernant l'ensemble du massif.

SZÁDECZKY a reconnu dans le Massif de la Vlădeasa une riche succession de venues éruptives. Dans cette étude, nous nous proposons en première ligne d'apporter des précisions sur l'étendue des différents corps éruptifs et de leur contenu pétrographique.

Les levés géologiques qui servent à documenter cette recherche ont été exécutés pendant les campagnes de 1937, 1938, 1942 et 1943. Pendant l'été 1948, nous avons complété la carte à l'Est et au Nord de Visag et nous avons tenu compte des nouvelles observations.



I. GÉNÉRALITÉS SUR LA CONSTITUTION DU MASSIF

C'est JULIUS VON SZÁDECZKY qui a précisé la répartition des différentes roches, mettant en relief l'importance des rhyolites dans la constitution du massif. Les rhyolites occupent un espace étendu entre le versant oriental de la Vlădeasa et la Valea Iadului et forment à elles seules la masse imposante de la Buteasa. Vers le Sud, les rhyolites s'étendent jusqu'au voisinage du corps andésitique, lequel bâtit le haut plateau entre Bohodei et Nimoeasa. Les deux masses éruptives sont séparées par une bande de sédiments permieniens que surmontent des conglomérats et brèches du Crétacé supérieur. Ces sédiments crétacés sont les restes d'une large couverture du corps rhyolitique. En dehors de minces lambeaux éparpillés dans toute l'étendue occupée par les rhyolites, on en trouve des restes géants à formes capricieuses, conservés entre le Vf. Poienii et la Piatra Calului. Pendant l'activité intrusive du magma rhyolitique, ces conglomérats et brèches ont été par endroit injectés, passant à des brèches éruptives, à ciment rhyolitique généralement subordonné et même difficile à discerner à l'œil nu du ciment tuffacé. De son côté, le magma s'est rempli de blocs et fragments provenant des éléments constitutifs des sédiments crétacés. Aux environs de la Nimoeasa, l'érosion de la couverture sédimentaire a laissé affleurer le Cristallin comme un îlot isolé d'amphibolites et schistes amphiboliques à injections pegmatitiques. Il s'agit évidemment du Cristallin autochtone bien découvert dans la Valea Secuieului.

Plus à l'Est, ce sont des klippes de calcaire tithonique (Piatra Albă) que l'érosion des dépôts crétacés met à jour. Le Crétacé change de faciès et l'on a affaire surtout à des schistes et grès gris ou jaunâtres, friables, cornifiés au contact des rhyolites. Le métamorphisme affecte aussi les calcaires tithoniques.

Vers le Nord, dans la Valea Drăganului, les rhyolites sont en contact avec les micaschistes, gneiss, roches amphiboliques et sédiments permieniens. Un lambeau de calcaire triasique, en grande partie marmorisé, s'interpose entre ces formations au voisinage de Pârâul Crucii. Sur le flanc septentrional de la Valea Dărei s'établit le contact avec les roches dacitiques, contact sinueux, décrivant un large arc de cercle autour de Stănișoara. Les rhyolites se développent encore vers le Nord, contournant le corps dacitique de Fața Arsă-D. Sântilor pour prendre contact sur le versant oriental de Teșituri avec la masse andésitique de Bănișor.

Les rhyolites sont rarement homogènes, presque toujours plus ou moins bréchieuses. En partie, c'est seulement au microscope que l'on peut reconnaître des fragments de quartzites, schistes, andésites et rhyolites, mais sous cette forme leur présence est absolument générale. Des brèches éruptives très grossières se développent surtout dans les zones marginales ou bien



autour des enclaves de calcaires mésozoïques. Nous en avons rencontré autour des calcaires mésozoïques de la Valea Nimoesei, près du contact avec les dacites de la Valea Darei (larges enclaves de dacites et andésites) mais surtout au contact des conglomérats crétacés. De ce fait, la délimitation du corps éruptif et des sédiments crétacés est en certains points arbitraire. Nous avons essayé de saisir sur la carte la couverture sédimentaire plus ou moins bréchifiée par endroits par l'invasion du magma rhyolitique mais conservant dans l'ensemble son unité.

Un autre genre de brèches rhyolitiques est caractérisé par l'extrême abondance de fragments de rhyolites plus anciennes et semblables. Telles les roches de Teșituri et les brèches de Valea Iadului (Tisa), ces dernières avec une frappante ordonnance fluidale des fragments.

Nous allons discuter dans un autre chapitre la forme générale de l'ensemble des corps rhyolitiques. Leur mise en place est sans doute l'événement le plus important dans la genèse du massif. Elle a été précédée par des venues d'andésites et de dacites et l'activité éruptive s'est manifestée ensuite par une riche succession d'intrusions variées.

Nos observations ne nous ont point offert des points d'appui pour soutenir la conception avancée par SZADECKY, d'une éruption aréale dans le sens de DALY. La masse rhyolitique ne forme pas un seul bloc. Nous avons réussi à séparer, à côté du corps principal, deux autres venues, qu'il nous a été possible de distinguer grâce à certaines différences structurales des roches correspondantes. Il est probable que la structure du massif soit encore plus complexe mais difficile et même impossible à déchiffrer avec les données de surface, à cause de l'identité pétrographique des masses composantes. Il s'agirait, d'après nous, de sous-volcans très superficiels. Nous ignorons l'ampleur des manifestations effusives. Il est possible qu'elles aient joué un rôle assez important dans l'élaboration du massif. En particulier le rôle des brèches rhyolitiques ainsi que leur rapport avec les brèches sédimentaires ne sont pas encore élucidés.

Un autre élément important dans la constitution du massif sont les corps dacitiques, lesquels occupent la presque totalité de la zone septentrionale. Nous avons réussi à séparer trois corps dacitiques principaux, formés de roches très homogènes, lesquelles se distinguent entre elles grâce aux particularités structurales.

Le dacite de Lunca est différent des autres par le caractère hémicristallin ou cryptocristallin et l'aspect fluidal de la pâte. Il occupe une aire étendue, apparaissant dans la Valea Drăganului, au Sud de Lunca, dans la Valea Bulzului et le cours supérieur de la Valea Darei. Le dacite de Lunca est également bien développé sur le flanc occidental de la Valea Secuieiului. Des roches similaires ont été découvertes à Poiana et dans la Valea Iadului, en masses plus modestes.



Le dacite de Visag ressemble au dacite de Lunca mais sa pâte est généralement bien cristallisée. Ce n'est qu'au voisinage des larges enclaves ou biens des contacts qu'il emprunte le facies du dacite de Lunca; on parvient à le distinguer dans ce cas grâce à la présence de la biotite. Sur la carte de SZÁDECZKY 1: 75.000 des environs de la Valea Secuieului, ce dacite et le dacite de Poieni que nous allons décrire, sont dessinés sous la même signature (le « granitoporphyrisches Dazit »).

Le dacite de Poieni, d'une couleur sensiblement plus claire, est aussi holocristallin mais les phénocristaux ont des dimensions sensiblement plus larges. Des données permettant de saisir plus intimement les différences entre ces trois types de dacite seront présentées plus loin. Le dacite de Poieni est connu depuis longtemps dans les carrières de Poieni. Il a servi même de document à l'établissement de la notion de dacite.

Dans la région examinée par nous il forme plusieurs corps: le massif de Secuieu, le corps plus petit de Bekezihegy, les massifs de Poieni et de Bologa. Dans le massif de Poieni se dessine un reste de la couverture de dacite de Visag, ayant à son tour d'énormes enclaves de porphyres quartzifères permians. Le contact au Nord de La Tău est remarquable car c'est le seul endroit où l'on peut examiner des apophyses de dacite de Poieni dans le dacite de Visag et établir leur succession sur cette base.

L'ordre de la mise en place de ces corps dacitiques est celui dans lequel ils ont été mentionnés.

Plus anciennes que les roches dacitiques sont les andésites rencontrées entre la Vallée du Secuieu, Teșituri et le village Valea Drăganului. C'est un complexe de roches variées formant une large couverture aux corps dacitiques. On y trouve de minces intercalations de sédiments crétacés; telles les affleurements de la Valea Valeri, de Măgura Vișagului, de la Valea Lazului; ce sont soit des sédiments détritiques argileux ou conglomératiques soit des sédiments tufacés à éléments d'andésites. La couverture andésitique est déchiquetée et il en reste de nombreux lambeaux, éparpillés, parfois très réduits, tels ceux de Chicera, Măgura Vișagului et Trăniș. On trouve souvent dans les dacites, et notamment dans celui de Lunca, des fragments d'andésites et même de blocs détachés de la couverture. La présence de petits fragments et même de blocs d'andésites dans la rhyolite de Vlădeasa nous conduit à envisager sur cette base leur succession probable, en l'absence de contacts bien découverts. Il faut remarquer pourtant que cette méthode est sujette à caution si l'on tient compte du grand nombre de corps plus petits. C'est ainsi p. ex. que nous avons observé d'une façon sporadique des enclaves de rhyolite noire dans les dacites de Visag et de Lunca, sans que l'on puisse toujours identifier leur appartenance aux corps séparés sur la carte. Il n'y a pour nous aucun doute, quant aux rapports entre les andésites et les roches dacitiques et rhyolitiques principales et nous nous rallions



entièrement à l'opinion de SZÁDECZKY qui considérait les andésites parmi les formations éruptives les plus anciennes.

Plus importante par ses dimensions est la masse d'andésites qui bâtit la crête entre le bassin du Drăgan et celui du Someș, entre Bohodei et Nimoeasa. C'est une masse hétérogène, dans laquelle, quoique nous n'avons réussi à séparer que l'andésite pyroxénique de Cumpănățel, l'on sent une certaine complexité structurale.

Il reste à mentionner encore la masse d'andésites située au Sud de Rogojel. Elle est associée aux agglomérats andésitiques de la Valea Reucadului faisant partie du complexe de sédiments argileux et conglomératiques à intercalations de tufs, bien visible sur la crête située entre le Reucad et la Vallée de l'Anieșel.

De nombreux corps plus petits impriment à la carte une certaine variété. Il s'agit de roches variées, granites, granodiorites, porphyres granitiques et granodioritiques, diorites et porphyres dioritiques, ainsi que rhyolites, dacites, andésites et granophyres. La plupart de ces venues sont plus jeunes que les corps principaux déjà décrits, ainsi que l'on peut déduire des phénomènes de contact thermique et des formes de gisement, chonolites et filons, localisés dans les corps dacitiques et rhyolitiques, ainsi que de l'étude des enclaves.

II. DESCRIPTION DES CORPS ÉRUPTIFS

A) Les andésites ont une large distribution, occupant la zone de crête entre Bohodei et Nimoeasa, sur une largeur de 3—4 km, ainsi qu'un espace étendu entre Teșituri et Bănișor, avec un mince prolongement jusqu'au Dealul Morii. En relation évidente avec cette dernière masse sont les andésites du flanc oriental de la Vlădeasa, ainsi que les andésites séparées par SZÁDECZKY à l'Est de la Valea Secuieului.

Toutes ces andésites sont les restes d'une large couverture constituée par un empilement de coulées variées. La reconstitution de sa structure semble une tâche difficile. Nous avons trouvé certaines intercalations de sédiments argileux, conglomératiques et des matériaux piroclastiques, lesquelles témoignent la solidarité de ces systèmes de coulées et des dépôts crétacés. C'est une forme de gisement qui semble étrangère aux autres corps éruptifs.

1. Il semble ressortir des levées de KRAÜTNER et des nôtres que la masse méridionale des andésites repose vers le Sud sur des sédiments crétacés. Cette masse est loin d'être homogène. Des andésites amphiboliques, en partie quartzifères, prédominent. Il est à signaler que dans la zone entre Bohodei et Piatra Grăitoare on rencontre des andésites franchement quartzifères et localement



même des dacites, tandis qu'à l'Est de Piatra Grăitoare on rencontre des andésites presque dépourvues de phénocristaux de quartz.

Entre Cumpănățel et Piatra Grăitoare affleurent des andésites pyroxéniques de couleur foncée qu'il nous a été possible de séparer. Leur mise en place plus tardive est marquée par les enclaves d'andésites quartzifères qu'elles contiennent (Cumpănățel).

Les andésites pyroxéniques de Cumpănățel sont des roches compactes presque noires, avec une faible proportion de cristaux de plagioclase comparativement aux andésites amphiboliques. Les cristaux de plagioclase ont en moyenne 2 mm, sont légèrement zonés et leur teneur en An oscille entre 27—43 %. La hornblende apparaît d'une façon sporadique, exclusivement en cristaux très corrodés et en grande partie resorbés avec développement de magnétite. Le diopside se présente en petits phénocristaux, isolés ou bien agglomérés. L'hypersthène se développe surtout dans la pâte pilotaxitique, associé au diopside, à la magnétite, aux microlites de plagioclase légèrement zonés, dont la composition moyenne accuse une teneur de 65 % An.

Nous relevons, pour y revenir plus loin, le contraste entre la composition chimique des phénocristaux et des microlites de plagioclase, de l'andésine, resp. du labrador, ainsi que l'état de corrosion avancé des phénocristaux d'andésine et de la hornblende, lesquels caractérisent au moins les phénocristaux de plagioclase comme des xénolites par rapport aux produits normaux de cristallisation de ce magma andésitique.

L'analyse planimétrique permet de préciser davantage l'image de cette roche:

	Nr. 3412
Pâte	88,4
Plagioclase	9,6
Diopside	0,6
Hornblende opacifiée	0,6
Chlorite	0,3
Magnétite	0,5
	<hr/> 100,0

Les roches les plus répandues dans ce plateau sont des andésites amphiboliques, plus ou moins quartzifères. Dans les échantillons recueillis à Piatra Tâlarului, le quartz se présente en très petits cristaux corrodés, le plagioclase est une andésine (48—54 % An), en nombreux phénocristaux atteignant 5 mm, avec des inclusions de pâte arrangées d'une façon zonaire; ces cristaux présentent rarement des phénomènes de corrosion. La hornblende vert brun est légèrement pléochroïque et en partie résorbée avec formation d'opacite. La pâte plagioclasique présente la structure pilotaxitique; on y observe encore de rares aiguilles d'hypersthène. La pâte est pigmentée par une poudre de magnétite. Il n'y a aucune différence de composition entre les



microlites et les phénocristaux de plagioclase. Dans certaines sections, la pâte présente des particularités remarquables par sa structure granulaire. Les grains possèdent une structure fine, étant constitués de fins agrégats feldspathiques légèrement divergents, lesquels englobent les microlites de plagioclase. Par place, ces dispositions présentent des aspects de transition vers de véritables structures sphérulitiques. En d'autres endroits, ce sont de larges cristaux de plagioclase qui englobent les microlites, la pâte entière ayant un aspect granulaire très marqué, à travers lequel la trame pilotaxitique des microlites apparaît souvent d'une façon saisissante.

En partie, ces roches sont profondément métamorphosées, surtout dans la Valea Crăciunului. L'albitisation des plagioclases progresse le long des diaclases et surfaces de clivage, jusqu'à la substitution totale des cristaux de plagioclase par l'albite. Parallèlement il y a développement d'individus prismatiques ou bien d'agglomérations granulaires d'épidote légèrement ferifère dans les cristaux d'albite. Les néoformations de chlorite épigénisent le pyroxène ou la hornblende et pénètrent dans le plagioclase le long du réseau de fissuration; associées intimement à l'albite elles forment encore de petits nids. La chlorite est une clinoclore légèrement pléochroïque ou bien une pennine vert pâle. Dans ces roches métamorphosées on trouve encore accidentellement de l'hématite, en larges arborescences ou bien en fines lamelles disséminées dans la pâte. La présence de la calcite associée à la chlorite, à la séricite et à l'hématite paraît être due plutôt à des phénomènes d'altération.

Dans ces andésites (Stănișoara, Piatra Tâharului) il est fréquent d'observer de petites agglomérations de plagioclase et de hornblende atteignant un cm. Ces agglomérations sont en partie cimentées par la pâte andésitique mais arrivent aussi, par l'établissement des structures granulaires, à l'élaboration de types dioritiques.

L'exemplaire analysé (No. 3324) est une andésite de Piatra Tâharului.

	Nr. 3324
Pâte	72,7%
Plagioclase	24,6
Quartz	1,0
Hornblende	1,2
Magnétite	0,5
	100,0

Les roches dacitiques que l'on rencontre entre Bănișor et Cumpănașel sont en tous points semblables au dacite de Lunca. Le développement sphérulitique de la pâte paraît assez habituel.

2. Le complexe d'andésites de Teșituri—Bănișor est aussi varié grâce à l'apparition, à côté des andésites amphiboliques prédominantes, d'autres andésites noires plagioclasiques ainsi que des andésites pyroxéniques de Bă-



nișor. En continuation de ce complexe vers l'Est on doit mentionner les andésites de Dealul Frăsinetului, dont le contour présente un prolongement atteignant le village de Rogojel où l'on rencontre des blocs d'andésites dans le dacite avoisinant.

Les roches pyroxéniques de Bănișor ont une couleur foncée; les phénocristaux sont larges, atteignant 8 mm. Le plagioclase est formé de zones nombreuses, récurrentes, présentant une variation de composition comprise entre 54—60% An. Certains cristaux sont fortement corrodés. Le diopside apparaît en squelettes et restes granulaires, associé aux minéraux épigéniques. Rarement en larges granules, la magnétite forme un pigment abondant de la pâte pilotaxitique, laquelle est imprégnée d'épidote, leucoxène et un peu de chlorite. Les phénomènes de transformation sont très avancés, liés à un fin réseau de fissurations, rempli de minéraux hydrothermaux. L'épidote, la pennine et la calcite soit isolées mais le plus souvent associées, substituent en grande partie les phénocristaux de diopside. Ce n'est que d'une façon accessoire qu'elles forment des plages de substitution dans le plagioclase et dans la pâte. La transformation du plagioclase est caractérisée par un réseau albitique de substitution; nous avons observé aussi des plagioclases broyés et cimentés par albite et chlorite.

Si l'action hydrothermale est plus violente, les pyroxènes sont entièrement détruits, sans que l'on arrive toujours à la formation de pseudomorphoses; l'épidote, un mica vert et la pennine dessinent de larges plages irrégulières dans la pâte. Une dense imprégnation de la masse entière par du mica vert, de l'albite et du quartz efface presque totalement la structure pilotaxitique. Il est à remarquer que même dans ces cas, les plagioclases sont intacts, à peine contaminés le long de rares fissurations.

Comme nous l'avons déjà remarqué, ce sont les andésites amphiboliques qui prédominent aussi dans cette zone. Dans la Valea Foalelor, de telles andésites contiennent de larges phénocristaux de plagioclase légèrement zonés, en partie avec des contours arrondis ou capricieux, dus à une corrosion très accusée. Plusieurs déterminations de la teneur en anorthite ont donné des valeurs très rapprochées: 38—40%, 39—42%, 42—45%.

La pâte est légèrement fluidale, avec structure pilotaxitique. Les micro-lites (0,1 mm) sont sensiblement plus riches en An que les phénocristaux car leur composition oscille autour de 70% An. Les minéraux colorés sont entièrement métamorphisés. On distingue d'abord de larges cristaux de biotite brune, englobés dans un tissu de paillettes de biotite verte (n_p -vert olive, n_g -jaune). Dans ces tables de biotite brune on distingue des aiguilles de rutile, tandis que le feutrage biotitique contient du sphène. La hornblende est épigénisée soit par de l'actinote, dont les fibres sont entremêlées de sphène et de biotite verte, soit par ce dernier minéral, dont les minces feuilletts arrivent, par leur développement extrême, à noyer aussi la pâte en pénétrant encore

le long des fissures des cristaux de plagioclase. Ce phénomène de biotitisation paraît très répandu et en d'autres endroits accompagné d'une riche néoformation d'épidote.

A Poiana Scăriței, la pâte est même entièrement substituée par cette biotite. La structure pilotaxitique relictive n'est visible que dans des rares yeux, d'autant plus que les néoformations comprennent, outre le dense feutrage de feuilletts hypidiomorphes de biotite verte, un agrégat granulaire feldspathique dont la réfringence est sensiblement plus basse que celle de l'andésine.

Les andésites rencontrées près du Dealul Mincii sont propylitisées; on observe d'une façon constante l'épigénisation des minéraux colorés par la pennine, associée à l'épidote et à la calcite, ainsi que le développement d'un réseau zéolitique dans les plagioclases.

A Dealul Morii, les andésites portent l'empreinte d'une transformation encore plus profonde, cette fois peut-être en partie diagénétique. On observe dans ces roches la séricitisation avancée des plagioclases, la décomposition totale des minéraux colorés, avec formation d'épigénies de pennine et de calcite, une imprégnation générale avec de la calcite, ainsi que le développement de nombreuses plages de quartz et de pennine.

Le métamorphisme des andésites affleurant à l'embouchure de la Valea Lungii est extrêmement poussé. La pâte est imprégnée avec des microlites de forme irrégulière d'épidote, sphène et hématite. Un dense réseau de desmine s'installe dans les phénocristaux de plagioclases. Par contre la séricite est entièrement subordonnée. Des épigénies de calcite et de pennine, souvent associées, sont même assez fréquentes. L'action métamorphique est tellement avancée que l'on arrive à la formation d'amygdales de calcite ou de desmine. La desmine est toujours maclée suivant (100); elle est entourée d'un liséré de pennine dont les feuilletts hexagonaux forment des rosettes ou bien sont empilés; des cristaux isolés de clinochlore pénètrent dans la desmine. Les parois sont tapissées avec de la calcédoine. D'ailleurs l'aspect mégascopique de ces andésites est différent grâce aux petites dimensions des phénocristaux de plagioclases. Elles s'associent à des tufs andésitiques verts ou rouges, disposés en bancs inclinés, bien visible près de l'embouchure de la Valea Lazurilor.

Il reste à signaler certaines apparitions d'andésites noires, compactes, avec de rares phénocristaux de plagioclase. On les rencontre en blocs roulés dans la Valea Drăganului, près de Lunca, ainsi que dans la zone des sources du Bulz, où elles affleurent. Il s'agit probablement d'une coulée épaisse de quelques dizaines de mètres, surmontée par une mince couche de sédiments tufacés contenant des fragments de cette andésite. Les roches recueillies sont intéressantes par l'existence de deux générations de phénocristaux de plagioclase. Des cristaux idiomorphes ou des fragments accusent une teneur



en anorthite comprise entre 59—63 %. D'autres cristaux, cette fois des andésines, légèrement zonés, avec des récurrences basiques, ont la teneur en anorthite sensiblement plus basse, 43—51 %. Ces cristaux sont profondément corrodés et certains d'entre eux arrivent à des aspects squelettiformes. Le caractère plus alcalin et les phénomènes de corrosion très accentués empruntent à ces cristaux le caractère de pièces étrangères au développement normal du magma andésitique. Le phénomène est loin d'être isolé et il faut le rapprocher des cas déjà décrits. Il acquiert de cette façon une signification génétique que nous allons discuter dans un autre chapitre.

B) 1. Le contour du corps principal du dacite de Lunca est irrégulier. Sur le flanc du Dealul Sântilor il est découvert sur une différence de niveau de plus de 500 m. L'intrusion des rhyolites a entamé profondément le dacite de Lunca. Il en reste une épaisse cape entre Stânișoara et Vlădeasa à travers laquelle percent les apophyses rhyolitiques de la Valea Reucadului ainsi que la masse imposante du D. Sântilor; nous sommes d'avis que l'on peut interpréter les petits affleurements d'andésites entre Fața Arsei et D. Sântilor comme des restes de la couverture andésitique, largement développée sur l'autre versant du Bulz. Un autre affleurement est conservé dans la Valea Zernișoarei.

A l'Est de Rogojel, le dacite de Lunca occupe encore une large superficie, étant couvert en partie par le complexe des roches andésitiques. Dans la zone de contact surtout, de nombreuses enclaves d'andésite invadent le dacite de Lunca. D'autre part, le long de la Valea Darei nous avons observé de magnifiques brèches rhyolitiques avec un abondant matériel provenant du dacite de Lunca avoisinant, ainsi que de sa couverture andésitique. Ces faits permettent d'établir avec certitude l'ordre de succession: andésites de Bănișor, dacite de Lunca et rhyolite de Vlădeasa.

Près de Stânișoara nous avons observé des dacites bréchides propylitisés, avec des enclaves de dacites semblables, de couleur grise, ce qui prouverait que la mise en place s'est réalisée en plusieurs épisodes.

L'aspect microscopique des dacites de Lunca est relativement uniforme. La pâte forme presque la moitié de la masse. Elle est brunâtre, fluidale et généralement trop fine pour être résolue au microscope, à l'exception de rares plages quartzo-feldspathiques sphérulitiques ou microcristallines, allongées dans la direction d'écoulement. Certains dacites récoltés dans la Valea Zănoagei ont une pâte entièrement sphérulitique.

Parmi les phénocristaux, c'est l'andésine qui prédomine. Il s'agit généralement de cristaux fissurés ou fragmentés, légèrement zonés, à 42—45 % An. Nous avons mesuré aussi des écarts plus sensibles de composition, entre 39—52 % An, 42—52 % An, 42—47 % An. Le diopside est rare, en cristaux idiomorphes ou bien en restes de corrosion inclus dans la hornblende. Cette



dernière, fréquemment fragmentée, est une variété brun vert, avec une bordure opacitique. La biotite est rare dans les nombreuses coupes étudiées. En dehors de signes d'altération diagénétique (calcite, rubéfaction), ces roches portent souvent l'empreinte des phénomènes autométamorphiques qu'il est parfois difficile de séparer des premières. Généralement les pyroxènes sont entièrement épigénisés par la serpentine, et la hornblende brun vert se transforme partiellement en hornblende bleu vert. La biotite est souvent entièrement penninisée, ce chlorite étant associé avec peu de séricite et d'épidote. Le plagioclase est infesté par un réseau albitique et par infiltrations de chlorite. A Stânișoara et ailleurs, le métamorphisme est encore plus accentué, peut-être en relation avec la mise en place des rhyolites avoisinantes. L'albitisation réticulaire des plagioclases est très avancée et l'on observe un développement abondant d'épidote, lequel se présente parfois en gros granules englobés dans l'albite, ainsi que la chloritisation intégrale des biopyroboles.

Voici deux analyses planimétriques illustrant l'uniformité de composition de ces dacites:

	Nr. 3209	Nr. 3052
Quartz	7,3	4,3
Plagioclase	37,0	35,2
Hornblende	3,8	3,6
Biotite	—	1,4
Chlorite	5,4	2,6
Pâte et minéral	46,5	52,9
	100,0	100,0

3209 — Lunca

3052 — Valea Zănoagei.

A Intre Munți et à Păicoaia on observe dans la rhyolite de Vlădeasa des enclaves de dacite de Lunca. La pâte est en partie sphérulitique. Le métamorphisme de ces roches est mis en évidence par la recristallisation des minéraux colorés. Il s'agit de la formation d'un feutrage de biotite verte et de hornblende vert bleu. Des cristaux limpides ou bien des plages troubles de sphène correspondent au titane libéré dans ce processus. Du leucoxène, avec un squelette d'ilménite inclus, est aussi présent. L'apatite est exceptionnellement abondante. Les néoformations dépassent les contours des cristaux primaires. La substitution intéresse aussi les sphérulites quartzofeldspathiques, en partie épigénisés par la biotite et la hornblende. Les aiguilles de hornblende ont tendance à se disposer le long des fibres des sphérulites. Dans ces cas la séricitisation des feldspaths est à peine marquée. Nous avons examiné des roches présentant des néoformations abondantes de calcite, chlorite, séricite, associés à une albitisation avancée des plagioclases.



2. Le dacite de Visag constitue un corps important. Nous l'avons poursuivi sur une distance de 10 km, de Poieni à Fundătura.

C'est une roche très foncée, généralement fraîche, avec un aspect grenu prononcé. Il ressemble étroitement au dacite de Lunca dont il diffère à première vue par le caractère microcristallin de la pâte. Les phénocristaux de plagioclase sont souvent fragmentés. Les zones sont très fines, fréquemment récurrentes, avec parfois de sauts sensibles de composition. Le contenu en An oscille entre 32—49%. Tous les biopyroboles sont représentés. Le hypersthène est légèrement coloré (n_p — brun rouge, n_g — incolore), la biotite est fraîche, en tables idiomorphes ou hypidiomorphes, parfois plissées; elle est caractérisée par le pléochroïsme $n_g \sim n_m$ — brun rouge, n_p — jaune. La hornblende est verte. (n_g — vert olive, n_m — jaune vert, n_p — jaune pâle), souvent intimement associée avec la biotite. Cette dernière forme sont des plages à l'intérieur des cristaux de hornblende ou bien de minces feuillets agglomérés à la bordure des cristaux de hornblende. Tous ces cristaux ont une bordure parfaitement nette ou bien légèrement dentelée par croissance avec les grains de la pâte quartzo-feldspathique, prouvant la continuation du développement de ces cristaux pendant la cristallisation de la pâte. L'aspect des cristaux de hypersthène est plus varié. Ce sont des prismes traversés par un réseau transversal de serpentine ferrique fibrillaire de couleur brun olive, fortement biréfringente, d'autres fois de l'antigorite. La partie centrale de ces veinules est remplie de feuillets d'antigorite (biréfringence accusée; n_g — vert jaune, n_p — jaune pâle), disposés perpendiculairement aux fibres de serpentine brune, en une succession de minces lentilles. Les cristaux de hypersthène sont entourés d'une zone étroite d'actinote. Ce dernier, associé à la trémolite, forme aussi des plages irrégulières dans les cristaux d'hypersthène, les terminaisons acciculaires des amphiboles pénétrant profondément dans le pyroxène. Comme nous avons observé aussi l'association et même la corrosion de l'hypersthène par la hornblende verte (carrière de Lazuri), ainsi que l'actinolitisation fréquente de cette dernière, nous sommes d'avis que les associations complexes des serpentines et de l'actinote dérivent des associations de l'hypersthène avec la hornblende verte, dont le métamorphisme suit des voies différentes, tracées par leur chimisme (serpentinisation, resp. actinolitisation); cela explique pourquoi les filaments de serpentine ne traversent jamais la bordure actinolitique. La magnétite forme des inclusions, des granules avec un mince liséré de biotite ou bien apparaît comme un constituant subordonné de la pâte quartzo-albitique; celle-ci a une apparence aplitique.

L'analyse d'un échantillon provenant d'une carrière de la Vallée de Lazuri (3021), met en évidence l'étroite correspondance avec le dacite de Lunca, que l'analyse chimique va préciser davantage.



	Nr. 3021
Quartz	7,4
Plagioclase	30,6
Biotite	6,1
Hornblende	6,3
Pâte	49,6
	100,0

On observe parfois dans le dacite de Visag des enclaves de rhyolite noire. Dans la carrière de Poieni le contact vertical avec le dacite de Poieni est bien visible. Tandis que ce dernier contient de nombreuses enclaves homéogènes et des schistes permians cornifiés, le dacite de Visag ne contient que des lambeaux déchiquetés de sédiments crétacés.

Près des larges enclaves de porphyres quartzifères permians entre Măgura Visagului et Măgura Sebeşului, le dacite de Visag est rempli d'innombrables fragments de ces porphyres.

3. Le dacite de Poieni, bien découvert dans les carrières de Poieni, a été décrit bien des fois et a été même pris comme type représentatif pour définir les caractères de la famille. Récemment, TRÖGER a mentionné une analyse planimétrique de ce dacite afin de caractériser le groupe. CSIKY GABOR décrit en détail des coupes minces et complète le texte par une analyse chimique. SZÁDECZKY, frappé par le caractère microcristallin de la pâte, définit cette roche comme un dacite granitoporphyrrique. Il est bien vrai que la pâte est parfois assez grossière et l'on a décrit à Poieni des transitions vers les granodiorites.

De grands phénocristaux de quartz, plagioclase, biotite et hornblende flottent dans une pâte quartzo-feldspathique. Le plagioclase est une andésine à peine zonée, en cristaux idiomorphes atteignant un cm. La biotite (n_g — brun rouge, n_p — jaune clair), en tables idiomorphes avec inclusions de magnétite est souvent entourée d'une couronne de lamelles d'oligiste. Certains cristaux de biotite sont partiellement transformés en un agrégat de feuillet de mica vert, lesquels épigénisent aussi la hornblende vert brun ainsi que le pyroxène. Les cristaux de mica vert sont associés régulièrement suivant la base; il en résulte des rubans doubles autour d'un axe central enroulé en hélice. Le polychroïsme défini par des teintes vertes, ainsi que la biréfringence relativement basse (0,015—0,030) les caractérisent comme des termes de transition entre la biotite et la chlorite, d'autant plus rapprochés de la biotite que la biréfringence est plus accentuée et la teinte plus foncée, passant même au vert brun. Ces micas, disséminés dans la pâte, sont sans doute des néoformations liées au processus métamorphiques, caractérisés encore par l'albitisation intense des plagioclases, mise en évidence par un dense réseau de veinules d'albite.



Voici le matériel analytique documentaire, mettant en évidence des différences notables de composition:

	A	B	Nr. 3016
Quartz	8,0	0,9	6,0
Plagioclase	54,0	48,0	26,3
Biotite	6,0	5,6	—
Hornblende	9,0	0,2	—
Chlorite	—	—	10,9
Minerali	2,0	—	—
Pâte	21,0	45,3	56,8
	100,0	100,0	100,0

A. Poieni (CSIKY GABOR) B. Poieni 3016-Vișag

Nous avons rencontré un filon de dacite similaire, plus profondément métamorphisée, dans la Valea Bulzului, près de l'embouchure. On y observe aussi, à côté du développement abondant du mica vert, soit en épigénies, soit en plages irrégulières et disséminations, la formation de pennine et surtout de clinocllore, auxquels s'ajoutent de rares granules d'épidote.

C) Dans la région étudiée, les rhyolites occupent une étendue d'environ 100 km², se présentent sous des aspects extrêmement variés, dus en première ligne à leur caractère bréchieux. C'est surtout au voisinage des contacts avec le sédimentaire mésozoïque que l'on trouve bien développées des brèches rhyolitiques avec de larges enclaves de calcaires, quartzites permienues et schistes cristallins. De gros blocs de roches éruptives sont plus rares, tandis que des fragments petits ou microscopiques sont extrêmement fréquents, dans toute l'étendue du massif.

La nature, la grandeur et éventuellement la disposition fluidale des fragments allochtones créent une riche variation de l'aspect des rhyolites et des brèches rhyolitiques.

La microstructure des rhyolites peut être grandement influencée par le degré de broyage des phénocristaux. Il en naît de cette façon un caractère bréchieux protoclastique très répandu. On arrive à distinguer ainsi dans le même corps des rhyolites avec de larges phénocristaux et des rhyolites dont la pâte emprunte un aspect tuffacé grâce à l'abondance des fragments de quartz, incorporés à la pâte.

Le degré de cristallisation de la pâte est un nouvel élément de variabilité. Généralement microcristalline et homogène, la pâte peut présenter de rares zones ovoïdes dans lesquelles la cristallisation est plus large ou bien dans lesquelles se manifestent de grandes différences de cristallisation, fixées dans une disposition en bandes riches en traînées de quartz, alternant avec des bandes à structure sphérolitique. C'est surtout dans les roches à texture fluidale que l'on rencontre de pareils aspects.



La pâte de certaines rhyolites est entièrement cristallisée et présente une tendance de disposition sphérulitique des composants quartzo-feldspathiques, soit une structure microgranitique.

La texture fluidale est propre surtout aux zones périphériques et spécialement au voisinage du toit des corps rhyolitiques.

Outre le quartz, on rencontre de nombreux phénocristaux d'oligoclase ou albicase, généralement légèrement zonés, le plus souvent en grande mesure décalcifiés. L'orthose en phénocristaux manque souvent ou bien est subordonnée; elle forme des associations suivant la loi de Karlsbad. Les minéraux colorés sont la biotite et quelquefois l'amphibole. Dans la plupart des sections elles sont épigénisées par du mica vert ou par des chlorites.

La masse rhyolitique principale ne forme pas un bloc monolithique. Nous avons séparé dans la Valea Drăganului, entre la Zerna et le Pârâul Crucii une rhyolite dépourvue de phénocristaux de quartz, avec de rares cristaux de feldspath et caractérisé par une texture fluidale très prononcée. Plus en amont, à Ciripa, nous avons séparé un autre corps rhyolitique formé de roches grises ou blanches à petits phénocristaux de quartz, dépassant rarement 1—2 mm. Ce trait permet de différencier sur le terrain cette rhyolite de la rhyolite principale, laquelle est caractérisée généralement par l'abondance de gros cristaux de quartz, dépassant même 5 mm. A l'état frais, ces roches ont aussi une couleur noire, sur le fond de laquelle se détachent les cristaux de plagioclase. Ce sont surtout les rhyolites du corps principal qui sont remplies d'enclaves variées. Nous mentionnons en particulier des enclaves de rhyolites ressemblant aux rhyolites à petits phénocristaux de quartz de Ciripa, que nous avons rencontrées sur le chemin du Gruieșul, ainsi que de fréquentes inclusions d'autres rhyolites à pâte microcristalline, sphérulitique ou microgranitique. Ces documents et en particulier les enclaves de rhyolites semblables nous incitent à penser que le corps principal est lui-même en quelque mesure multiple et ce n'est que grâce à la similitude pétrographique des roches composantes qu'il est difficile, voire impossible de déchiffrer sa structure.

1. La rhyolite à texture finement rubanée affleure sur une longueur d'environ 2,5 km, entre l'embouchure de la Zerna et le calcaire métamorphisé de Cilipici. L'aspect microscopique de cette rhyolite est varié. Dans les variétés à texture rubannée très prononcée, l'aspect est dû à l'alternance d'éléments différents: bandes quartzzeuses composées de granules plus ou moins allongées, bandes à éléments sphérulitiques polygonaux, bandes à granules polygonales de quartz, finement criblés, les inclusions feldspathiques marquant aussi la texture par leur disposition filiforme. Nous avons observé plus rarement des bandes à cristallisations granitiques ou sphérulitiques grossières. Dans ces derniers cas, les sphérulites ont une structure plus compliquée car la disposition radiaire des fibres est loin de changer d'une façon régulière dans l'espace; il en résulte des secteurs radiaires. La disposition fibril-

laire des composants, difficilement discernable au microscope, donne lieu de cette manière à des extinctions roulantes. Quand il y a dérangement réciproque de tels éléments composés, les bandes prennent un aspect penné.

Sur le fond de cette pâte grossière se détachent de rares cristaux d'albite. La chlorite est rare, en minces paillettes. La biotite brune est en microlites idiomorphes localisés dans les feldspaths tandis que le mica vert forme des paillettes xénomorphes ou des agrégats avec la muscovite. La muscovite se développe encore dans les fissures ou bien en cristaux plus larges dans les phénocristaux d'albite. Le zircon et les minéraux opaques sont rares. Dans les roches recueillies dans la Valea Zernei la pâte a une apparence aplitique et les dimensions des cristaux varient d'une façon rapide d'un point à l'autre de la section.

2. La rhyolite de Ciripa, de couleur grise, à texture légèrement fluidale est holocristalline. On y observe de petits phénocristaux de quartz et d'oligoclase (14—19% An) légèrement zonés. La biotite est entièrement soit résorbée, soit pseudomorphosée par du mica blanc. La pâte quartzo-feldspathique est un élément caractéristique, par l'intime croissance de deux minéraux, dont les grains ont une surface de contact des plus capricieuses. La pâte est rendue non-homogène par le développement de plages larges de quartz ou de feldspath. Une poudre fine opaque pigmente la roche sous forme de fins filaments granulaires.

3. Une grande partie du corps principal (rhyolite de Vlădeasa) est constituée par une roche que rendent bréchieuse les nombreuses enclaves de grès quartzitiques fines, schistes argileux, quartzites micacées, calcaires, rhyolites et andésites. Ce type est bien découvert dans la Valea Zernei. Les cristaux de quartz sont généralement assez grands; le feldspath est soit un oligoclase légèrement zoné (22—26% An) avec récurrences, soit un albiclaste rempli d'un feutrage dense de séricite, lequel pourrait bien dériver d'un oligoclase. Ces phénocristaux se présentent en individus ou bien en fragments. La biotite forme de feuillets bruns dans les roches très fraîches, tandis que l'on ne rencontre qu'exceptionnellement la hornblende. Le plus souvent ces cristaux sont chloritisés. La pâte est microcristalline et son homogénéité structurale n'est interrompue que par des plages irrégulières, plus largement cristallisées et très quartzueuses.

Le développement des cristallisations sphérulitiques est très restreint et limité à la lisière des cristaux de quartz et des enclaves quartzueuses. On trouve plus rarement le quartz en trainées dentelées et tentaculaires dans la pâte finement sphérulitique. Parfois la couronne quartzo-feldspathique est plus large, en grains à structure pennée, associés avec du quartz squelettiforme.

En partie, ces roches sont affectées par des processus métamorphiques. Dans les roches biotitiques, un premier stade est marqué par l'apparition d'une seconde génération de biotite brune, plus pâle, en petites paillettes,



due à la récrystallisation marginale des phénocristaux, phénomène qui peut progresser jusqu'à l'épigénisation complète par un fin tissu contenant des séparations réticulées d'ilménite. On trouve encore ces paillettes disséminées dans la pâte, en nuages denses, ainsi que le long des diaclasses, soit seules, soit noyées dans une pâte quartzeuse à rares cristaux d'orthose.

Cette biotite est par place intimement associée aux paillettes de muscovite et de hématite; ce dernier se développe aussi dans certaines branches du réseau biotitique, démontrant ainsi leur formation simultanée.

Une poussée moins tempérée donne lieu à la chloritisation partielle des deux générations de biotite. Dans certains cas, nous avons été en mesure de surprendre, dans la même section, des stades intermédiaires de ce processus hydrothermal, fixés par le développement des deux générations de mica vert. La première est caractérisée par une couleur foncée, virant en lumière polarisée de vert brun à jaune, la seconde montre dans les mêmes conditions un polychroïsme en couleurs vert et jaune et son développement est accompagné d'une formation abondante de sphène. Ces micas sont soit disséminés, soit localisés le long des fissurations, associés ou non aux feuillets de hématite.

Dans la Valea Zernei, à quelque 500 m du corps granodioritique, nous avons rencontré une rhyolite semblable amphibolique, légèrement bréchieuse aussi. Elle contient, entre autres, des fragments de rhyolite rubannée dans laquelle la disposition graphique des associations quartzo-feldspathiques se dessine sur un fond légèrement sphérulitique. L'amphibole est une hornblende vert brun; la biotite est entièrement subordonnée. Dans cette roche le processus autométamorphique est assez accentué et marqué par la formation de fibres de hornblende verte et d'actinote, ce dernier aussi en aiguilles isolées. On observe aussi la formation sporadique d'une seconde génération de petits cristaux de biotite. Tous les minéraux de néoformation se développent de préférence le long des chemins de circulation des solutions. Dans ce cas aussi, le processus prend fin avec les formations de pseudomorphoses de clinoclore et d'épidote après la biotite. Dans tous les échantillons, les phénocristaux de plagioclase se chargent de séricite.

Aux alentours de Vârfuraș domine une rhyolite très fluidale contenant aussi de l'orthose. On distingue dans la pâte des bandes dans lesquelles la cristallisation du quartz est plus large, en traînées capricieuses, alternant avec des bandes brunes finement sphérulitiques, dans lesquelles sont encastrés des grains de quartz globulaire. Des aiguilles de hornblende disposées dans la direction d'écoulement accusent la structure fluidale. On observe parfois des sphérulites plus grandes dont les composants radiaires sont bien individualisés. Le quartz et l'orthose sont corrodés. La rhyolite est bourrée d'enclaves arrondies ou corrodées de calcaire cristallin légèrement impregné de chlorite. L'épidote et le clinoclore sont des néoformations toujours présentes.

Les rhyolites de Vf. Poieni sont en tous points semblables. Les rhyolites recueillies dans la vallée du Chent, un affluent du Drăgan, sont aussi massives mais particulièrement riches en enclaves; on y trouve des éléments relativement grands de quartzites, gneiss albitiques, grès micacés, schistes séricitisés, calcaires marmorisés, enclaves d'andésites métamorphisés, de rhyolites à pâte trachytoïde et des rhyolites sphérulitiques.

Parmi ces éléments, toujours extrêmement abondants dans les coupes minces, on remarque de gros phénocristaux de quartz. Les feldspaths sont représentés par de rares cristaux d'albiclase, ainsi que par des individus d'orthose, idiomorphes ou corrodés. La pâte est encore microcristalline, indistincte, avec de fréquentes lentilles dans lesquelles se développent des grains arrondis de quartz, parfois tellement nombreux qu'ils occupent la plus grande partie des coupes. Les éléments magmatiques colorés manquent, vu l'intensité des phénomènes autométamorphiques. Un élément important dans le développement des néoformations sont sans doute les enclaves de calcaires, dans lesquels se développent le diopside, le grossulaire, des aiguilles d'actinote, parfois associés au quartz. Des nids et des veines d'actinote sont souvent le résultat des phénomènes autométamorphiques mais ce n'est pas l'unique aspect car le développement de l'épidote en plages granulaires irrégulières, associés ou non à une biotite jaune verdâtre, est peut-être plus répandu encore.

La plupart de ces roches rhyolitiques présentent une structure légèrement protoclastique. Les effets de broyage dans la pâte visqueuse s'accroissent parfois jusqu'à emprunter aux roches un aspect microbréchieux, ressemblant à une structure cinéritique. Dans ces cas, la pâte est bourrée de fragments angulaires irréguliers de quartz et de feldspath.

L'analyse planimétrique de quelques échantillons met en évidence la participation variable des phénocristaux:

	A	B	C
Quartz	11,2	9,1	3,2
Orthose	5,3	3,0	2,3
Plagioclase	6,8	4,4	2,0
Chlorite	0,7	—	1,4
Pyrite	0,2	—	¹⁾ 0,2
Pâte	75,8	73,5	90,9
Enclaves	—	10,0	—
	100,0	100,0	100,0

A. Ciripa

B. Chent

C. Nimoeasa

¹⁾ magnétite

En dehors des cas cités afin d'illustrer la description des roches rhyolitiques, on doit relever que des phénomènes autométamorphiques sont très fréquents dans toute l'étendue du massif. On rencontre de beaux spécimens parmi les blocs roulés dans la Valea Iadului. Les nids d'actinote et d'épidote se détachent sur le fond blanc ou légèrement rose de la pâte rhyolitique.



Les agglomérations des cristaux d'épidote sont isolées ou bien forment de minces filonets. Les nids sont souvent entourés d'une zone d'actinote. La pyrite en cristaux disséminés s'ajoute à ces minéraux de néoformation. Le développement de l'épidote peut être massif et il en résulte un réseau grossier d'épidotite remplaçant la masse de la rhyolite. Dans les échantillons légèrement métamorphisés, de couleur noire ou grise, les nids d'actinote sont entourés d'une zone blanchie. La rhyolite acquiert de cette façon un aspect tacheté. Des filons à épidote mettent en évidence dans ces cas la corrélation de ces transformations avec un flux hydrothermal.

On rencontre dans ces rhyolites des enclaves de calcaire cristallin entièrement dépourvues de minéraux de néoformation, même dans la zone marginale et cela autant dans des rhyolites très épidotisées que dans des rhyolites non métamorphisées. Il paraît donc que l'épidotisation est un processus hydrothermal n'ayant pas nécessairement un rapport génétique avec la bréchification de la rhyolite et l'éparpillement des morceaux de calcaire dans sa masse. Le développement de l'épidote dans les enclaves de calcaire que l'on observe aussi parfois serait donc un processus lié plutôt à l'épidotisation générale de la rhyolite.

Afin de préciser les changements chimiques dus à ces phénomènes d'autométamorphisme, nous avons analysé une rhyolite noire recueillie à Chent et présentant de fréquentes agglomérations d'épidote et d'actinote de quelques millimètres, entourées d'une zone blanchie, ainsi qu'une rhyolite fluidale de la Valea Drăganului

	Nr. 3403	Nr. 3258	Nr. 3316
SiO ₂	74,71	75,96	75,12
TiO ₂	0,15	0,13	0,14
Al ₂ O ₃	13,07	13,35	13,25
Fe ₂ O ₃	0,37	0,45	0,27
FeO	1,07	0,92	1,10
MnO	0,03	0,01	0,03
MgO	0,38	0,17	0,05
CaO	1,50	0,60	1,30
Na ₂ O	3,58	4,18	2,97
K ₂ O	4,62	4,18	4,53
H ₂ O +	0,48	0,38	0,33
H ₂ O —	0,08	0,04	0,20
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,02
	100,07	100,40	99,31

3403. Rhyolite métamorphisée, Chent. 3258. Rhyolite rubannée, Valea Drăganului.
3316. Rhyolite., Chent.

Dans le premier cas le seul écart sensible par rapport à l'analyse d'un échantillon non métamorphisé d'une façon sensible (sauf la destruction de la biotite) a trait à l'accroissement de la teneur en soude. Dans le second cas, cet accroissement notable correspond à une chute de la teneur en K₂O



et est rendu évident au microscope par le développement des microlites d'albite. Il s'agit donc bien d'un cas typique d'autométamorphisme par apport de soude, déterminant généralement la migration du calcium et du magnésium sous forme d'épidote et d'actinote. Ces derniers minéraux peuvent s'enrichir suffisamment pour donner aux roches un cachet particulier. Il est difficile de se rendre compte dans quelle mesure le calcium et le magnésium sont aussi des produits de différenciation hydrothermale ou bien sont exclusivement le résultat de l'autométamorphisme par destruction des plagioclases et des minéraux colorés; car l'on observe aussi bien des pseudomorphoses d'albite après l'oligoclase que le développement des cristaux d'épidote dans l'oligoclase sans décalcification progressive de celui-ci. Il s'agit évidemment des divers aspects du processus autométamorphique reflétant les changements successifs dans la composition des vagues hydrothermales en conséquence des réactions avec les roches rhyolitiques. Le bilan des transformations est rendu encore plus incertain par la présence des inclusions de calcaire, quoique les raisons que nous venons d'exposer, ainsi que l'abondance des minéraux magnésiens faisant suite à l'épidote nous incitent à considérer que le rôle des enclaves calcaires est plutôt subordonné quant à l'épidotisation et actinolitisation générale des roches rhyolitiques.

4. Dans le village de Lunca affleure un corps rhyolitique, au contact du Cristallin avec le dacite de Lunca. Il s'agit d'une rhyolite compacte, noire, prenant une teinte grise par altération. Cette rhyolite est remplie d'enclaves de dimensions très différentes, microscopiques ou bien atteignent un décimètre. Par leur abondance la roche prend parfois le caractère de brèche rhyolitique. Ces enclaves sont variées, surtout de dacites, rhyolites et porphyres microgranitiques. En particulier, on y reconnaît des fragments d'un microgranite granophyrique semblable à celui qui forme les rochers ruiniformes de l'embouchure du Bulz.

Cette rhyolite contient de rares phénocristaux de quartz de quelques mm; le plagioclase est exceptionnel. C'est l'aspect de la pâte qui donne le cachet particulier de cette roche. Sa texture fluidale est très prononcée. Elle est entièrement cristallisée et la disposition fluidale, marquée surtout par les microlites de hornblende verte, se dessine sur le fond granulaire brun de quartz et d'orthose, bourrés d'inclusions de hornblende et de plagioclase. Toute la masse est saupoudrée de granules fins de magnétite et de feuillets de biotite.

Il nous paraît fort probable que cette rhyolite soit le facies marginal de la rhyolite microgranitique rose du Bulz.

D) Mieux cristallisées sont les rhyolites à pâte franchement microgranitique.

1. La rhyolite microgranitique rose de l'embouchure du Bulz affleure sur une distance de 2 km. La description de SZÁDECZKY est excellente. La



partie marginale des cristaux de quartz est remplie de prismes de plagioclase. La pâte a un caractère granophyrique; elle est composée d'individus de quartz rendus squelettiformes par les inclusions de feldspath. On reconnaît en outre des phénocristaux d'oligoclase et d'orthose, cette dernière en partie corrodée ou en fragments. Les minéraux colorés se présentent en individus plus petits. Parmi eux prédomine une biotite brune ou pseudomorphisée en chlorite; la hornblende est rare, entraînée aussi en un processus de chloritisation. C'est la présence d'une poudre de magnétite qui confère à la roche sa nuance grise. Nous avons rencontré des enclaves de ce microgranite dans la masse de la granodiorite de Garduri, au voisinage du contact. Les enclaves dans la granodiorite présentent une zone marginale cataclastique. La structure de ces enclaves est légèrement différente de la structure des échantillons examinés de l'embouchure du Bulz, par effacement partiel du caractère granophyrique.

2. La rhyolite affleurant en amont de Pârâul Crucii forme une masse allongée mesurant environ 2 km sur une largeur dépassant 500 m. C'est une roche homogène sur le fond gris de laquelle se détachent surtout les cristaux idiomorphes laiteux de plagioclase (oligoclase légèrement zoné) atteignant un cm en longueur. Le quartz est parfois tellement résorbé que l'on en voit seulement des plages squelettiformes. La biotite brune est formée d'associations subparallèles; on y remarque encore de rares pseudomorphoses de chlorite après la hornblende. La pâte est isogranulaire, formée de micro-lites ayant environ 0.01 mm; des paillettes de chlorite et d'hématite s'associent aux composantes quartzo-feldspathiques.

E) Dans la Valea Drăganului, entre l'embouchure de la Zerna et celle du Chent, affleure un massif de porphyres granitiques et granodioritiques ayant une belle couleur rose. L'examen microscopique révèle une grande variété de types, variété surtout structurelle. En grande partie, les variations sont dues à une labilité des conditions de cristallisation, en espèce une concentration variable des substances volatiles, se traduisant, même à l'échelle microscopique, par une inhomogénéité très accentuée de la masse. Nous avons séparé sur la carte les roches relativement grenues.

A l'embouchure de la Zerna prédomine un microgranite légèrement porphyrique, par le développement plus large de certains cristaux corrodés de quartz, de l'orthose perthitique et du plagioclase. Les rares épigénies de chlorite fixent la disposition primaire des cristaux de biotite. La pâte quartzo-feldspathique est fine, caractérisée par le développement poecilitique du quartz, allant jusqu'à des aspects granophyriques. On y observe encore de rares feuilletés de biotite brune, chlorite, magnétite, oligiste et sphène, ce dernier très abondant dans certains facies de ce massif. L'inhomogénéité est concrétisée par le fréquent développement de plages irrégulières plus

grenues, exhibant une structure hypidiomorphe, jusqu'à la formation de druses miarolitiques atteignant parfois plusieurs cm, tapissées avec des cristaux de quartz et d'orthose. On rencontre ces miarolites dans toute l'étendue du massif.

Nous mentionnons aussi les facies finement granitiques de Valea Largă que l'on rencontre sur une distance appréciable sur la rive droite du Drăgan. Ces granites fins paraissent occuper une grande partie de la bordure occidentale de ce corps. Leur structure est hypidiomorphe; une partie des cristaux de quartz ont tendance d'idiomorphie. La composition du plagioclase oscille entre 3—11% An. La composition minéralogique est la suivante:

Nr. 3430	
Quartz	36,7
Orthose	35,8
Plagioclase	25,5
Biotite	0,2
Oligiste	1,8
	<u>100,0</u>

Le porphyre granitique de l'embouchure du Crăciun montre aussi des variations sensibles dues à la participation variable de la pâte. Les phénocristaux de quartz ont une tendance marquée d'idiomorphie et sont en partie corrodés. En inclusions ovoïdes, le quartz invade les zones marginales des perthites et de l'oligoclase. Les plagioclases sont zonés et leur composition oscille entre 9—27% An, mais généralement entre des limites plus étroites. Quand la pâte est plus abondante on peut y déceler quantité de cristaux idiomorphes d'albite. Nous avons analysé un échantillon relativement porphyrique, recueilli au confluent de la Valea Crăciunului avec le Drăgan, avec le résultat suivant:

Nr. 3429	
Quartz	15,9
Perthite	15,3
Plagioclase	22,9
Biotite	2,1
Magnétite	0,2
Pâte	42,9
	<u>100,0</u>

La pâte quarzo-feldspathique
contient 38,1% quartz.

Dans la Valea Crăciunului, E. STOICOVICI a récolté dans ce gisement des porphyres granodioritiques, qu'il décrit en détail.

Les druses miarolitiques que l'on rencontre abondamment dans les porphyres microgranitiques méritent une mention spéciale. Nous en avons récolté de beaux spécimens garnis de cristaux de quartz fumé ou incolore, associés à des cristaux d'orthose rose, dans la carrière de la Valea Drăganului, près de l'embouchure de la Zerna.



Les cristaux de quartz atteignent 4—5 mm. Nous avons mesuré quatre pièces: un cristal droit, un cristal gauche et deux macles du type Dauphiné composées d'individus droits respectivement gauches.

Sur le cristal droit nous avons identifié le prisme ($10\bar{1}0$), les rhomboèdres ($40\bar{4}1$), ($30\bar{3}1$), ($50\bar{5}3$), ($10\bar{1}1$), ($04\bar{4}1$), ($03\bar{3}1$), ($05\bar{5}3$) et les trapézoèdres ($51\bar{6}1$) et ($31\bar{4}1$).

Sur le cristal gauche nous avons considéré comme négatif, ($01\bar{1}1$), le rhomboèdre principal moins développé. Les autres formes reçoivent la notation suivante: ($10.0.10.1$), ($60\bar{6}1$), ($40\bar{4}1$), ($30\bar{3}1$), ($50\bar{5}3$), ($30\bar{3}2$), ($06\bar{6}1$), ($03\bar{3}1$), ($01\bar{1}1$), ($21\bar{1}1$), ($61\bar{5}1$), ($41\bar{3}1$). Parmi les rhomboèdres accessoires c'est ($30\bar{3}1$) le mieux développé. Les faces ($51\bar{5}1$) sont aussi larges que les faces du rhomboèdre ($01\bar{1}1$).

La macle gauche présente les formes: ($10\bar{1}0$), ($10.0.10.1$), ($60\bar{6}1$), ($50\bar{5}1$), ($40\bar{4}1$), ($30\bar{3}1$), ($10\bar{1}1$), ($61\bar{5}1$) et ($41\bar{3}1$).

L'autre macle est limitée par les formes ($10\bar{1}0$), ($60\bar{6}1$), ($40\bar{4}1$), ($30\bar{3}1$), ($50\bar{5}3$), ($10\bar{1}1$), ($01\bar{1}1$), ($51\bar{6}1$) et ($31\bar{4}1$).

Les cristaux d'orthose associés ont en moyenne $2/3$ mm. Ils sont roses, allongés suivant l'axe a et limités par les formes: (100), (010), (001), (110), ($\bar{1}01$) et (201).

Des pseudomorphoses de hématite après la pyrite, en cubes striés (4 — 5 mm) sont plutôt rares.

F) Au voisinage de Lunca sont mis à jour plusieurs corps granitiques et granodioritiques.

1. Le plus important, exploité en plusieurs carrières dans la Valea Drăganului et dans le ruisseau ayant sa source à Merișor est le gisement d'un porphyre granitique fin de couleur grise ou rose. Les rares phénocristaux de plagioclase et de biotite, exceptionnellement le quartz, sont englobés dans une pâte à structure granitique, dont les dimensions moyennes des cristaux sont appréciés à 0,2 mm. Les phénocristaux de plagioclase atteignent 5—6 mm. On distingue un large noyau homogène (30—32% An), une zone de transition faisant parfois défaut, caractérisée par des récurrences peu accusées et une mince zone externe (18—20% An), dans laquelle la chute de concentration est ininterrompue. La biotite, en lames atteignant 2 mm, avec des inclusions de magnétite, se présente habituellement en fins feuilletés. C'est une variété brune, contenant encore des inclusions d'apatite et de zircon, ce dernier ayant produit des auréoles polichroïques. On n'a pas observé des phénocristaux de quartz que dans certaines sections. L'aspect de la masse microgranitique est dominé par la tendance d'idiomorphie des cristaux de quartz. L'analyse planimétrique des deux échantillons frais (No. 3069 et 3446) met en évidence le caractère adamellitique de ces roches (Or ~ Plg).



	Nr. 3069	Nr. 3446
Quartz	32,4	34,3
Orthose	32,8	31,7
Plagioclase	27,5	27,5
Biotite	7,3	6,5
	100,0	100,0

2. Sur le flanc gauche du Drăgan, localisée dans le massif de porphyres granitiques, affleure une boutonnière de granodiorite. C'est une roche plus finement grenue que celle de Garduri et très friable. Le développement plus large des plagioclases leur emprunte un aspect porphyrique. Ce ne sont d'ailleurs que ces cristaux qui ont des contours idiomorphes, les plagioclases plus petits étant toujours xénomorphes. L'orthose (macles de Karlsbad!) est perthitique avec une faible participation du composant albitique. Le quartz est en granules isolés les uns des autres et la biotite brune, en lames très minces, contient des inclusions de zircon particulièrement nombreux, entourés d'auréoles polichroïques.

L'autométamorphisme de ces roches est caractérisé par le développement métasomatique abondant du mica blanc, en petits nids, dans lesquels s'associe la chlorite. La présence des pseudomorphoses incomplètes de chlorite (n_g — jaune verdâtre, n_p — vert pâle) après la biotite ainsi que le feutrage séricitique dans les plagioclases sont des transformations affectant la masse entière de la roche. La chloritisation de la biotite peut être intégrale avec séparation abondante de granules irréguliers de sphène. Il serait possible qu'une partie de ces transformations soit rattachée au processus de caolinisation des plagioclases, lequel se développe suivant un réseau de fissurations, en détruisant surtout la partie centrale des cristaux. Des fines paillettes de séricite sont englobées dans la caoline.

L'analyse planimétrique documente la diagnose pétrographique:

	Nr. 3525
Quartz	36,2
Orthose	23,3
Plagioclase	30,2
Biotite	5,0
Chlorite	3,8
Muscovite	1,5
	100,0

La position de cette granodiorite et l'étroite parenté avec le microgranite encaissant, révélée par les analyses, laisse supposer qu'il pourrait bien constituer un facies du même corps éruptif, différencié in situ.

G) Les granodiorites de la Vlădeasa ont été identifiées et décrites par SZÁDECZKY qui a créé le nom de dacogranites, afin de mettre en évidence leur parenté minéralogique et chimique avec les dacites.



Les granodiorites dessinent plusieurs boutonnières elliptiques au voisinage de Lunca et dans la Valea Lungii, mais c'est le long de la Valea Zernișoarei qu'est mise à jour une masse imposante présentant d'ailleurs des facies granitiques.

L'affleurement de Lunca est exploité dans une carrière située sur le tracé même de la voie ferrée. La granodiorite présente des contacts nets avec les porphyres granitiques au milieu desquels elle se développe. Au contact avec le Permien, la granodiorite est protoclastique. La composition du plagioclase oscille entre 20—37% An. Dans les facies à légère tendance porphyrique, des structures micropegmatitiques sont largement développées.

Dans certaines coupes minces nous avons observé la présence des myrmékites comme excroissances plagioclasiques dans la perthite. Parfois le plagioclase influence d'une manière décisive l'orientation du plagioclase myrmékitique lequel se développe comme une zone externe du premier. D'ailleurs, il paraît que la corrosion n'est pas limitée du côté de l'orthose car nous avons observé des contours irréguliers de la zone myrmékitique, plus albitiques, du côté du plagioclase liquide magmatique. Avec TRONQUI et SEDERHOLM, nous considérons ces formations myrmékites comme des aspects particuliers d'un processus d'albitisation ayant eu lieu juste après la cristallisation complète du magma.

La granodiorite de Garduri ainsi que celle de Zernișoara sont sensiblement plus quartzifères sans qu'il en ait des différences physiographiques entre elles. Il n'en est plus de même avec la granodiorite de Merișor, près de Lunca, dont l'aspect microscopique est dominé par la cristallisation prématurée du quartz. Ce minéral se présente en petits granules arrondis, inclus dans la biotite, rarement dans le plagioclase, régulièrement dans l'orthose. Ils se disposent aussi, plus rarement d'ailleurs, parmi les autres minéraux, ce qui a pour résultat un aspect pseudo-porphyrique.

Les résultats des analyses planimétriques reproduites ci-dessous donnent une idée de la variation de composition de ces roches.

	No. 3012	No. 3088	No. 3065	No. 3523	No. 3297
Quartz	21,0	21,3	23,6	27,8	28,9
Orthose	12,5	12,9	17,3	16,6	21,6
Plagioclase	51,6	53,7	50,7	44,4	41,9
Biotite	8,2	6,4	6,5	8,8	5,8
Hornblende	6,6	4,3	1,4	2,4	1,2
Apatite	0,1	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
Minerai	n. d.	1,4	0,5	n. d.	0,6
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

3012 et 3088 – Lunca; 3065 – Merișor; 3523 – Garduri; 3297 – Zernișoara

La granodiorite de Valea Lungii est souvent porphyrique avec une large participation des formations micropegmatitiques. Le quartz présente de nom-



reuses inclusions idiomorphes de plagioclase et certains individus empruntent même un aspect squelettiforme greffé sur une zone centrale homogène. Cette disposition suggère une cristallisation simultanée du quartz et du plagioclase vers la fin de la consolidation. Cette granodiorite est en relation avec le dacite de Chicera Mare à pâte microgranitique. Ici encore, nous ne savons pas si l'on a affaire à un facies marginal ou bien à une intrusion différente. Dans cet ordre d'idées sont à retenir certaines particularités structurales communes avec la granodiorite grenue et légèrement porphyrique, en particulier la tendance aux dispositions micropegmatitiques. Dans la pâte très fine, en grande partie micropegmatitique de ce dacite sont encastés des cristaux de plagioclase légèrement zonés, présentant des récurrences et dont la composition va de 50 à 37% An. L'analyse ci-dessus montre l'importance des autres composants. Sans exception, les granodiorites et les dacites recueillies dans ce massif sont métamorphisées. La chloritisation de la biotite et de la hornblende est accompagnée de néoformations d'épidote et de calcite entièrement subordonnés d'ailleurs. Un réseau albitique dans ces plagioclases est fréquent. Une partie des feldspaths sont en grande mesure séricitisés.

Tant le massif granodioritique de la Zernișoara et de la Zerna que celui affleurant dans le cours supérieur de la Valea Darei présentent des facies granitiques ainsi que témoignent les analyses suivantes:

	N. 3229	No. 3284
Quartz	31,4	20,8
Orthose	53,0	36,3
Plagioclase	13,6	31,8
Biotite	—	9,2
Hornblende	—	0,8
Chlorite	1,3	—
Magnétite	0,7	1,1
	100,0	100,0

3229 - V. Zernișoarei; 3284 - V. Darei.

H) Dans la Valea Darei, à quelques 500 m de l'embouchure, affleure un corps de porphyres granodioritiques.

Les phénocristaux idiomorphes et zonés de plagioclase prédominent. Les différences de composition des différentes zones sont généralement faibles et l'on observe le plus souvent des transitions insensibles. Les petits cristaux ont un noyau à 48—29% An entouré par une zone externe plus acide dans laquelle la chute de concentration va de 22 à 15% An. Dans les grands cristaux nous avons trouvé des passages insensibles (23—13% An), interrompus par de légères zones récurrentes. La zone externe, plus albitique, est reliée, à l'intérieur du cristal, à un réseau albitique dont les veinules sont en partie dirigées suivant les surfaces de clivage. L'albite est orientée par rapport au plagioclase, ce dont on peut se rendre compte par le changement d'orien-



tation subi chaque fois que la veinule albitique traverse une surface de macle du plagioclase.

La perthite forme de rares individus hypidiomorphes, maclés suivant la loi de Karlsbad. La biotite (n_g — olive foncé, n_p — jaune pâle) est en individus idiomorphes sensiblement plus petits que ceux du plagioclase. Dans la pâte, la biotite forme des feuillets hypidiomorphes. L'amphibole actinolitique forme de rares groupes de cristaux prismatiques. Les phénocristaux idiomorphes de quartz sont rares. La meilleure image des rapports quantitatifs est donnée par les analyses planimétriques suivantes:

	Composition de la pâte.			
	No. 3467	No. 3244	No. 3467	No. 3244
Quartz	5,6	1,1	33,5	33,1
Orthose	6,7	5,0	56,7	49,8
Plagioclase	42,4	39,0		
Biotite	9,2	4,6	2,6	9,2
Hornblende	0,2	—	7,2	1,1
Magnétite	0,3	0,3	—	1,4
Pâte	35,6	50,0	100,0	100,0
	100,0	100,0		

Dans la pâte il y a tendance vers une structure micropegmatitique; le plagioclase y est subordonné. Minéraux accessoires: magnétite, apatite, zircon, sphène et orthite.

Outre l'albitisation des plagioclases il y a un autre aspect moins répandu des phénomènes autométamorphiques: la néoformation des amphiboles. Dans ces roches, les amphiboles sont représentées généralement par des phénocristaux sporadiques de hornblende verte. Nous avons observé encore de granules ovoïdes de hornblende actinolitique (n_g — vert pâle, n_p — jaune pâle) disposés en trainées ininterrompues le long des fines fissures remplies de plagioclase acide. Sous l'aspect de grains ovoïdes, dont la genèse est évidemment liée aux voies de circulation qu'ils jalonnent généralement, ils invadent, isolés ou associés en essaims, la pâte et quelquefois les phénocristaux de feldspath.

Si l'action métamorphique est plus accentuée, les grains d'amphibole se multiplient et arrivent à substituer la masse de la roche en formant un large et dense réseau. Nous assistons ainsi à un processus d'amphibolitisation de la roche granodioritique, caractérisant un domaine de température plus élevé que le cas habituel des néoformations dans le cadre de la paragenèse albite-épidote-chlorite.

On rencontre dans ce massif de minces filons granitiques blancs ou roses, à structure variée. Ce sont soit des leucogranites presque dépourvus de minéraux colorés, à structure grenue, soit des granites à formations graphiques très développées, soit des aplites dont la masse, généralement fine, est rendue

inhomogène par le développement de nombreuses plages à grains plus larges. On rencontre enfin, parmi ces roches filoniennes, des granites à biotite.

I) Les porphyres dioritiques de Muncel sont des roches claires pauvres en feldspath alcalin. Les phénocristaux de plagioclase, ayant 5—6 mm, embrassent un intervalle de concentration compris entre 56—48% An. A l'exception des individus inclus dans le plagioclase, la biotite et la hornblende des échantillons examinés sont entièrement chloritisées. La présence de l'orthose est limitée à la pâte. La magnétite est en rares individus, atteignant 0,5 mm.

III. PHÉNOMÈNES DE CONTACT

Sans donner lieu à des amples manifestations, les phénomènes de contact sont très variés dans le massif de la Vlădeasa.

Nous mentionnons les enclaves de schistes et grès permians métamorphisés que l'on rencontre dans les granodiorites et les porphyres granitiques dans la Valea Drăganului, l'auréole de contact des granodiorites dans la Valea Lungii et sur la colline de Merișor, les calcaires tithoniques métamorphisés dans la Valea Drăganului, dans la Valea Crăciunului et dans la Valea Seacă. Dans la Valea Seacă l'auréole de contact englobe aussi des schistes du Crétacé supérieur.

Particulièrement intéressantes sont encore les rhyolites cornifiées au contact du porphyre granodioritique dans la Valea Drăganului (près de Chent) et dans la Valea Darei. Enfin, nous allons porter une attention spéciale au processus métamorphique des brèches et conglomérats crétacés, formant le toit du massif rhyolitique. Il s'agit des phénomènes complexes de métamorphisme de contact thermique, pneumatolitique et hydrothermal, avec prédominance nette des manifestations hydrothermales.

Dans les carrières de granodiorite et de porphyre granitique de Lunca, on rencontre de nombreuses enclaves de schistes permians violacés, entièrement cornifiées; elles sont généralement petites, rarement en blocs atteignant quelques dms.

L'aspect microscopique est très varié d'un échantillon à l'autre et la paragenèse met en évidence un matériel originel très alumineux. Nous avons rencontré dans les coupes étudiées l'orthose, le plagioclase, l'andalousite, la picotite, la sillimanite, le corindon, la biotite, le rutile et la magnétite. Les feldspaths s'y trouvent rarement en plages homogènes et forment le plus souvent le fond sur lequel se détachent les microlites de picotite et d'andalousite. La picotite se présente comme une poussière, parfois très dense, de cristaux octaédriques, la sillimanite est en aiguilles sporadiques. De larges cristaux ou bien des agrégats prismatiques d'andalousite dominent généra-



lement la masse de la roche. Ils présentent quelquefois un polychroïsme très accentué avec n_g — rose. Le corindon est fréquent, en granules isolés avec polychroïsme bleu pâle et bleu. Le rutile forme des grains jaune brunâtre, inclus parfois dans la biotite. Cette dernière est une composante importante, soit en cristaux disséminés, soit en trainées compactes; c'est une variété brun rouge contrastant avec la couleur brune ou brun vert de la biotite éruptive.

Dans la carrière de Poieni, nous avons rencontré des enclaves semblables, ainsi que des biotites, avec de rares et minces intercalations plagioclasiques ou bien des concroissances de biotite et de plagioclase. Dans la biotite se dessinent de nombreuses auréoles polychroïques. La biotite forme soit de larges lames soit un fin tissu duquel se détachent des gerbes de sillimanite et des granules de corindon. On remarque encore de petits grains irréguliers de magnétite inclus dans la biotite ainsi que des grains de tourmaline bleue ou vert olive et des cristaux d'apatite.

Dans ces cornéennes on observe de petites apophyses granitiques avec structure graphique, différenciés du magma granodioritique environnant. Dans certaines zones, où la composition du magma encaissant est franchement granitique, nous avons observé dans les cornéennes la corrosion du plagioclase par l'orthose. Dans les parties marginales des enclaves se réalisent de cette façon des croissances intimes entre les deux minéraux, croissances dues au processus métasomatique. Il est à remarquer que dans la zone de bordure de ces enclaves la biotite présente la couleur brun vert, propre à la biotite du granite.

Les cornéennes plus siliceuses présentent une structure pavimenteuse et sont formées principalement de quartz et d'orthose. Le plagioclase est subordonné, la biotite se présente en lames isolées, l'actinote forme des prismes courtes, tandis que le diopside est en granules disséminés. Le titane est lié exclusivement dans le sphène. Ces roches ont généralement une texture rubannée due aux intercallations plus finement cristallisées, remplies d'une poussière de magnétite, laquelle se détache en nuages lourds sur le tissu des minéraux silicatés. Dans ces intercallations on distingue encore des paillettes de biotite ainsi que des granules arrondis d'andalousite.

Parmi les enclaves du massif de Valea Lungii, nous avons trouvé des cornéennes largement cristallisées, constituées principalement d'andalousite et d'orthose. L'andalousite se présente soit en cristaux prismatiques atteignant 0,5 cm, soit en agrégats squelettiformes, parfois en baguettes et goutelettes, disposées en trainées. Toutes ces formations à orientation identique sont incluses dans l'orthose. Parfois les contacts entre les grands cristaux d'andalousite et l'orthose suggèrent aussi des phénomènes de corrosion.

L'orthose forme des agrégats irréguliers et contient encore des paillettes de biotite brun rouge, de petits octaèdres de picotite et des grains de mag-

nétite. On rencontre encore, quoique plus rarement des individus plus larges de magnétite, autour desquels le mica noir forme des couronnes compactes. Nous avons observé dans l'andalousite de rares cristaux de corindon, avec un liséré séricitique. Des cristaux aciculaires, ainsi que des prismes déchiquetés de tremolite sont des apparitions sporadiques.

Nous sommes enclins à penser que l'aspect très particulier d'une partie des cristaux d'andalousite est dû au jeu des processus métasomatiques, d'autant plus faciles à comprendre que ces cornéennes sont souvent injectées lit-par-lit par des veinules granitiques dans lesquelles on observe même de petites druses tapissées de quartz et d'orthose.

Le contact de la granodiorite avec le Permien conglomératique et gréseux du Dealul Merișorului est caractérisé par des phénomènes de contact peu accusés. Dans les facies phylliteux, pauvres en quartz, naissent des schistes tachetés, grâce au développement de l'andalousite criblée d'inclusions de muscovite et de magnétite.

Les facies gréseux sont moins enclins au métamorphisme. Des grès semblables à ciment séricitique se rencontrent d'une manière identique en enclaves dans les carrières de Lunca.

Dans la Valea Drăganului, au Sud de l'embouchure du Pârâul Crucii, la bande de calcaire est métamorphisée sur toute sa largeur d'environ 500 m. Ici et là on rencontre dans le marbre des cristaux biréfringents de grossulaire, disposés en nuages denses dans la masse du calcaire. Ce n'est que d'une manière sporadique que des granules idiomorphes de magnetite, des granules irréguliers de diopside ainsi que des paillettes de biotite apparaissent dans les coupes minces étudiées. Associés à du marbre, il y a dans la Valea Alunului deux affleurements de bauxite très ferrifère métamorphisée.

Dans la Valea Seacă, la paroi des Pietrele Albe est d'autant plus marmorisée que l'on se rapproche de la rhyolite. Dans la Valea Nimoesei aussi, la klippe de calcaire est partiellement métamorphisée. Au contact, il y a développement d'une belle brèche rhyolitique, bourrée de fragments de calcaire de la grosseur du poing. Dans le marbre, à quelques 40—50 m au-dessus du thalweg, au voisinage de l'embouchure de la Nimoeasa, affleurent deux masses tabulaires de bauxite métamorphisée, ayant la direction approximative NS. La plus grande a une puissance de 4 m et on a pu la suivre sur une différence de niveau de 10 m.

La roche, d'une couleur grise métallique, ressemble à un minerai ferrugineux. Les composants principaux sont la magnétite et le corindon. Ordinairement la magnétite prédomine. La structure oolithique relict est mise en évidence par la disposition concentrique des agrégats de magnétite et de corindon au milieu de la masse opaque ferrifère. Le corindon s'y présente en granules irréguliers brunâtres, à rares inclusions de magnétite. C'est

dans certaines pseudoveinules que le corindon est en tables idiomorphes bleues, légèrement zonaires et biaxes. Il y est associé à la calcite. Les granules de goethite sont rares. On rencontre parfois la muscovite associée au corindon ainsi que des feuillets de chlorite.

Au contact du porphyre granodioritique du Crăciun avec la rhyolite, juste en face de la maison du cantonnier, on observe la recristallisation de la rhyolite, ainsi que de minces apophyses de porphyre dans ces cornéennes. Si les phénocristaux de quartz et d'orthose ne présentent aucun changement, la pâte felsitique est entièrement cristallisée avec développement d'une structure pavimenteuse, en partie avec de dessins poecilites. Les composantes de la pâte sont le quartz, l'orthose, auxquelles s'ajoute un peu de plagioclase, de minces feuillets de biotite brun vert, de microlites de magnétite. Les inclusions sédimentaires sont trahies par une couronne de cristaux de biotite.

Nous avons trouvé des cornéennes semblables, plus finement cristallisées d'ailleurs, autour des boutonnières granodioritiques de la Valea Darei. Presque dépourvues de magnétite, ces roches contiennent en abondance de la biotite brune et verte et une hornblende verte. Ces minéraux se trouvent en partie en agglomérations, marquant sans doute l'emplacement d'anciens phénocristaux. Le quartz de néoformation se trouve aussi en plages plus larges avec une structure en écumoire, due aux nombreuses inclusions de feldspath.

IV. LES DÉPÔTS CRÉTACÉS ET LEUR MÉTAMORPHISME

Les restes de la couverture crétacée du massif rhyolitique forment plusieurs lambeaux géants à l'est de Stâna de Vale. Des restes plus modestes affleurent sur toute l'étendue du corps rhyolitique. Excepté les aspects habituels des dépôts crétacés: schistes, grès gris et conglomérats à éléments cristallins, ces sédiments se développent encore sous l'aspect des conglomérats et brèches constitués presque exclusivement par des éléments de Permien: schistes violacés mais surtout grès roses et conglomérats quartzeux. On y distingue encore localement des blocs de calcaires mésozoïques et des roches éruptives, surtout dacites et rhyolites. Sous ce facies, le Crétacé couvre une grande partie du territoire au Sud de Măgura Roșianului.

Assez souvent (Muncei, Stănișoara), les dimensions des blocs constitutifs dépassent 30 cm et atteignent exceptionnellement 1 m. Le ciment, souvent en quantité négligeable, est argileux ou gréseux, rarement ferrugineux. En partie il présente un caractère tufacé. Il est à remarquer que le soubassement de cette zone est constitué de dépôts permien, mis à jour à Stâna de Vale, Bohodei et dans la Vallée du Drăgan.

Des intercalations tufacées sont subordonnées dans l'aire examinée. Nous en avons rencontré dans la Poiana Calului, ainsi que sur le versant occidental de la Vallée du Crăciun, au pied du Gruul Nanului. Les premières sont



des roches verdâtres compactes finement litées, à fragments de quartz, passant à des lits abondamment pourvus de fragments grossiers de quartzites permienues, schistes cristallins et cristaux de quartz et de feldspath. Les tufs de Gruicul Nanului forment des masses blanchâtres très fines à nids d'épidote.

Des tufs et agglomérats à éléments rhyolitiques et dacitiques reposent sur la rhyolite de Vlădeasa à Păicoaia, sur le versant oriental de la Vlădeasa.

Un profil plus complexe se dessine dans la Vallée du Reucad, où des sédiments argileux et conglomératiques avec plusieurs intercalations de tufs et coulées reposent sur des agglomérats andésitiques.

Nous pensons que le facies bréchieux si particulier du Crétacé, caractérisé par l'absence de ciment ou par un ciment verdâtre tufacé, doit être le résultat de puissantes explosions.

Aux endroits où cette formation repose sur la rhyolite, on constate souvent une intense fragmentation des brèches, accompagnée de l'invasion du magma rhyolitique. Les brèches rhyolitiques, qui prennent naissance de cette manière, avec une très faible participation de ciment éruptif, sont difficilement séparables cartographiquement des conglomérats et brèches sédimentaires originelles. Cette difficulté est renforcée par le métamorphisme hydrothermal de ces sédiments et brèches rhyolitiques, caractérisé par une abondante néoformation d'épidote et actinote.

En effet, la venue de la rhyolite a été accompagnée d'une séparation hydrothermale très abondante ayant laissé de traces tant dans les rhyolites et brèches rhyolitiques hydrothermalisées que dans les roches de la couverture et des parois du corps éruptif, action ressentie sur une grande étendue des dépôts crétacés. Dans ces cas, il est facile de confondre sur le terrain le ciment rhyolitique injecté et épidotisé avec le ciment sédimentogène, ce qui rend malaisée, ainsi que nous l'avons remarqué, une séparation des sédiments et brèches rhyolitiques.

D'autres fois, quoique facilement reconnaissable comme telle, la rhyolite est bourrée de fragments et blocs dont la participation quantitative est variable, correspondant au hasard du déplacement des blocs détachés de la couverture et des parois et entraînés par le magma.

Dans ces conditions le profil montre sous la couverture des sédiments crétacés plus ou moins métamorphisés une succession capricieuse de telles brèches rhyolitiques et des rhyolites légèrement bréchoïdes (ruisseau débouchant en amont de Chent).

Vu ces difficultés nous nous sommes arrêtés à une représentation visant en première ligne à mettre en évidence le complexe de roches ayant conservé une unité architectonique, complexe que nous avons englobé dans la dénomination de dépôts crétacés plus ou moins métamorphisés, passant en partie à des brèches rhyolitiques. Les derniers levers du côté occidental



du massif (1949) ont mis en évidence le développement important des tufs rhyolitiques reposant sur la rhyolite. Dans les brèches rhyolitiques, les sédiments ont été sujets à des processus métamorphiques caractérisés par le développement des minéraux pyrométasomatiques. On en trouve de beaux exemples dans les affleurements de brèches de Valea Drăganului, au N de Ciripa. Nous avons récolté dans ce gisement des diopsidites présentant des nids de wollastonite. Ces minéraux se sont formés sans doute au dépens des blocs de calcaires tithoniques; les nids de wollastonite radiaire atteignent quelques cm. La largeur des prismes constitutives va jusqu'à un millimètre. Ces nids sont entourés généralement par une zone étroite (1—5 mm) et irrégulière de grossulaire brunâtre. La masse verdâtre de la diopsidite est formée principalement par des microlites de diopside parmi lesquels on trouve encore des agrégats irréguliers ou bien des microlites de bytownite (80% An). Parfois des cristaux de bytownite mieux développés sont entièrement associés avec du grenat légèrement biréfringent. La scapolite est une composante moins fréquente. Elle se présente en grands cristaux prismatiques, remplis de microlites ou bien en cristaux idiomorphes dépourvus d'inclusions et disposés dans certains cristaux d'orthose relicte, appartenant à la masse quartzo-feldspathique du ciment. La biréfringence basse, à peine plus accusée que celle de l'orthose, définit cette scapolite comme un terme riche en composant marialitique.

La pâte fine quartzofeldspathique est aussi imprégnée avec du diopside. Le sphène est entièrement subordonné.

Dans la Valea Iadului nous avons rencontré de blocs roulés, constitués de conglomérats à wollastonite. On y voit clairement le développement des fibres de wollastonite sur le substratum de calcite.

Le développement des minéraux pyrométasomatiques est cantonné dans des zones étroites du complexe des sédiments crétacés et brèches éruptives. Par contre, le métamorphisme hydrothermal, souvent très prononcé, et mis en évidence surtout par la présence des nids d'épidote et d'actinote faisant un contraste agréable avec le fond rose ou violacé du conglomérat, a une extension considérable.

Dans la zone de contact de la rhyolite avec les conglomérats, à Poiana, nous avons rencontré de fines injections de magma rhyolitique dans les conglomérats. La masse fluidale microcristalline pénètre dans les espaces libres entre les agrégats quartzeux formant un réseau très mince dans la masse de celui-ci. Tant au voisinage du contact qu'à une distance appréciable, on ressent des effets hydrothermaux très accusés, postérieurs à l'injection de la rhyolite. Il s'agit du développement métasomatique d'agrégats granulaires d'épidote ou bien des nids de cristaux prismatiques idiomorphes, limités par les formes (001), (201), (100) et (101). Ces cristaux sont enchevêtrés parmi les cristaux de desmine, maclés généralement suivant (100).



Ce dernier minéral s'insinue aussi parmi, les granules de quartz en les cimentant.

Les minéraux de néoformation sont ou bien disséminés d'une façon sporadique dans la masse des roches métamorphiques ou bien arrivent à participer avec 10—20% à la constitution de celles-ci.

Des phénomènes similaires d'épidotisation mais incomparablement plus amples se développent dans la brèche de Stâna de Vale. Les nids d'épidote sont accompagnés d'actinote, plus rarement de trémolite ou de hornblende bleu vert, parfois intimement associés, le clinoclore en larges plages contient des granules d'épidote et présente des fillonets ou des plages d'albite. La trémolite forme de fines aiguilles dans le quartz. Les zéolithes sont plus rares. Elles forment des groupes maclés, englobant des microlites idiomorphes de quartz et d'épidote.

Dans les brèches rhyolitiques de la Valea Drăganului près de Ciripa nous avons rencontré de petites géodes tapissées avec de fins cristaux de desmine. La brèche est intensément pyritisée et présente encore des nids et des géodes de trémolite. Dans les mêmes affleurements nous avons récolté des échantillons de trémolite en larges individus, bourrés de cristaux de diopside. Dans les coupes étudiées, nous avons rencontré des prismes d'actinote; le même minéral se présente encore en aiguilles isolées incluses dans le quartz et dans la desmine ou bien forme un dense feutrage. Dans le quartz relicte on observe de nombreuses inclusions liquides à bulle gazeuse mobile.

Une grande partie des conglomérats et brèches ont subi de telles transformations métasomatiques, facilement reconnaissables par la couleur vive des minéraux de néoformation développés en larges nids.

Dans les brèches du Crétacé on rencontre encore, d'une façon sporadique, des éléments parfois de grandes dimensions. Il s'agit généralement de blocs de rhyolite et de dacite. Nous avons récolté des roches pareilles à Pietra Calului et dans la Valea Dracului portant souvent le stigmate des mêmes phénomènes hydrothermaux.

Généralement les minéraux colorés sont entièrement transformés; il en reste au plus, dans certains cas, des pseudomorphoses de chlorite. L'apparition la plus commune, parfois très abondante, est celle de l'épidote, soit en granules irrégulières soit en cristaux idiomorphes. Le plus souvent l'épidote est logé dans le plagioclase mais il forme aussi des plages disposées d'une façon capricieuse marquant dans certains cas la position initiale des minéraux colorés. La desmine, intimement associée à l'épidote, apparaît rarement.

Le plagioclase est le plus souvent décalcifié et se présente en cristaux limpides d'albite. Les délicates structures sphérulitiques se conservent, corrodées tout au plus en partie par les individus d'épidote ou de clinoclore installés dans le voisinage.



Dans les coupes examinées nous n'avons rencontré aucune néoformation d'amphibole; il y a parfois en abondance de la calcite ainsi que des paillettes d'oligiste.

Certains exemplaires de dacites, recueillis dans la Valea Dracului, montrent des processus avancés de séricitisation. La séricite forme des pseudomorphoses après la biotite ou bien un dense réseau dans les feldspaths, orienté suivant des fissures et surfaces de clivage. Il est probable que de telles manifestations sont antérieures au processus métamorphique des sédiments crétacés, lequel aboutit à des paragenèses différentes.

V. CONSIDÉRATIONS GÉNÉTIQUES

L'étude de l'ensemble du massif de la Vlădeasa soulève une quantité de questions concernant la forme du massif, le mécanisme de sa mise en place, ainsi que l'origine de la diversité des roches constitutives, intimement liée à la position tectonique dans l'orogène carpatique.

A) LA FORME TAPHROLITIQUE DU MASSIF

L'emplacement du massif intéresse une zone cristallino-mésozoïque dont l'architecture a été déchiffrée par les auteurs hongrois et précisée davantage dans les études de détail de TH. KRÄUTNER. Dans la Pădurea Craiului et le Bihor central, le Cristallin est surmonté par des formations permienes et mésozoïques, développées sous le faciès de Gilău. Dans la zone occidentale, ces formations sont chevauchées par une série permo-mésozoïque à faciès de Codru. On a reconnu deux écaillés dans la région occidentale du massif; le Permien et l'Anisien de Stâna de Vale appartiendraient à l'écaillé supérieure. L'âge du chevauchement est mésocrétacé.

PÁLFY et SZÁDECZKY ont souligné l'importance des failles postérieures pour la physionomie actuelle de cette région. SZÁDECZKY mentionne deux systèmes de failles à direction ENE ou NE et WNW, ces dernières plus jeunes, et soupçonne l'importance de ces lignes pour tout l'éruptivisme du Bihor. KRÄUTNER confirme ces résultats et précise cartographiquement les systèmes de fracture dans la région qui nous intéresse: ce sont la ligne du Sohodol et la ligne du Bulz, délimitant une aire d'affaissement caractérisée par la conservation des unités tectoniques supérieures et des dépôts crétacés supérieurs.

Au Nord de la ligne de Sohodol affleure l'autochtone de la Pădurea Craiului, morcelé en plusieurs compartiments par des failles E-W. Le système de fractures de Sohodol définit aussi le cadre du bassin de Remet.

KRÄUTNER accentue le fait que l'éruptivisme de la Vlădeasa est cantonné exclusivement dans cette zone d'affaissement et souligne le rôle des frac-



tures dans l'ascension des magmas, en donnant la carte d'une série d'apparitions de dacites et porphyres granodioritiques localisées le long de ces failles.

Nos levés détaillés du massif mettent en relief l'importance de ces lignes directrices par la localisation et l'alignement d'un grand nombre de corps éruptifs, soit dans la zone marginale, marquant ainsi le contact avec le cadre comme des surfaces de rupture, soit à l'intérieur du massif, dans le prolongement des cotés du cadre. Nous mentionnons le massif granodioritique de Valea Lungii, le corps microgranitique de Lunca, associé à toute une guirlande de boutonnières granodioritiques, le granophyre de Valea Bulzului, le porphyre granodioritique de la Valea Darei, tous localisés le long du côté occidental du cadre. Dans leur prolongement on trouve le microgranite affleurant entre la Zerna et le Chenț. Dans la zone de courbure du contour septentrional, affleure le microgranite de Pârâul Crucii et le dacite de Dealul Cornii.

Toute la zone méridionale du massif est occupée par des andésites: les andésites de Bohodei—Nimoeasa, séparées du corps rhyolitique par un septum constitué de sédiments permien et crétacés, les andésites de Piatra Arsă—Frăsinet et, en continuation, la bordure orientale du complexe éruptif, dessinée en partie d'après SZÁDECZKY et PÁLFI.

On peut donc considérer comme bien établi que le massif éruptif se trouve sur l'emplacement d'une zone d'affaissement. L'examen de la carte permet de saisir certaines particularités. Le cristallin de Dealul Mare forme un éperon surélevé, coupé par des failles NW, longeant le contact avec l'éruptif. L'existence de ces failles est soutenue par les observations de KRÄUTNER, qui mettent en évidence des fractures transversales dans le bassin de Remetș, dans le prolongement du contact de l'éruptif. Un autre éperon est constitué par le Permo-Trias de Stâna de Vale, marquant une bande moins effondrée que les compartiments adjacents. Il s'agit donc dans l'ensemble d'une disposition en « Graben », compliquée par le jeu des compartiments effondrés le long des failles transversales.

C'est notre connaissance insuffisante des rapports au voisinage de Vișag qui ne nous permet pas de saisir l'importance des failles E-W du système de Sohodol. En effet, l'existence de la klippe de Permien de la Valea Drăganului, encadrée tout juste dans le prolongement des failles dessinées par KRÄUTNER, permet de conclure que ces fractures importantes se prolongent bien au delà de la Vallée du Drăgan. Et ce fait serait à retenir pour la compréhension des rapports de détail des corps éruptifs de cette zone.

Afin de caractériser la forme de gisement de ces corps éruptifs une documentation concernant leurs rapports avec les parois et le toit est encore nécessaire. Si l'on néglige les formations plus modestes, il s'ensuit que le massif est constitué principalement par la rhyolite de la Vlădeasa, l'ensemble



des dacites de Lunca, Poieni et Vișag et par les andésites. Nous ne connaissons pas de toit aux andésites. SZÁDECZKY regardait les andésites comme de vastes systèmes de coulées, précédant les autres éruptions et leur servant de toit. PÁLFI dessine les andésites de Piatra Grăitoare comme de minces coulées. Son profil paraît inexact car les coupes du Drăgan permettent de constater l'épaisseur considérable de cette masse (plus de 400 m) ainsi que la disposition quasi-verticale du contact septentrional des andésites avec les dépôts permien et crétacés. La disposition du contact méridional n'est pas claire en l'absence de coupes assez profondes. Afin de mettre en valeur ces observations et celles plus anciennes, nous avons dessiné le corps andésitique très évasé et s'enracinant le long du contact septentrional; ce n'est peut être qu'une éruption linéaire. Quant aux masses d'andésites de Bănișor—Teșituri il nous semble raisonnable d'admettre avec SZÁDECZKY que ces andésites forment une couverture au moins partielle des corps dacitiques. En effet, les nombreuses enclaves dans les zones de contact et même la présence de grands blocs d'andésites, blocs qui précisent les rapports d'âge, d'autre part les détails cartographiques mettent en relief la disposition particulière des roches andésitiques, superposées aux corps dacitiques sous-jacents. Les fissures principales de sortie des andésites paraissent localisées le long du cadre Cristallin-Permien. Cela semble très probable en ce qui concerne le côté occidental car les andésites paraissent s'enraciner aux environs de l'embouchure du Vișag ou elles affleurent à un niveau très bas et sont, de plus, propylitisées. Nous n'avons pas examiné la situation de la bordure orientale où les relations de l'éruptif et du Cristallin sont en partie masquées par les dépôts tertiaires. Mais la disposition des andésites en une bande presque ininterrompue longeant cette bordure et se prolongeant par les andésites de Piatra Arsă et le corps de Bohodei—Nimoeasa nous paraît riche de signification dans cet ordre d'idées.

Il paraît difficile d'établir la structure de cette masse andésitique; nous avons cependant observé sur le ruisseau ayant la source à l'ouest de D. Bănișorului une intercalation d'andésite noire surmontée de sédiments tufacés contenant des fragments de cette même andésite noire, ainsi que la présence d'affleurements de dacite au milieu de ce complexe. Des intercalations conglomératiques et argileuses apparaissent dans la Valea Valeri, à l'Est de Teșituri. Cela suggère qu'un empilement de coulées pourrait bien être la disposition ordinaire de l'ensemble de ces roches, auxquelles ne sont pas étrangères des apparitions modestes de dacites et de rhyolites; il n'est donc pas certain que ces dernières soient toujours plus jeunes que le complexe entier des andésites.

En résumé, les andésites semblent avoir pénétré principalement le long des fractures délimitant le cadre du complexe éruptif et se sont épanchées sur une large surface. De nombreuses enclaves dans la rhyolite à Intre Munți ainsi que de larges blocs sur le flanc oriental de la Vlădeasa, dans la Valea

Zănoagei laissent soupçonner que la couverture andésitique a occupé des espaces étendus, en rapport avec leur aire actuelle d'apparition.

Le dacite de Lunca, découvert sur une épaisseur de plus de 600 m, intéresse toute la largeur du massif, entre Lunca et la Vallée du Secuieu. Dans cet espace apparaissent les venues plus tardives des dacites de Vișag et Poieni. Dans leur ensemble, les masses dacitiques occupent toute l'aire d'affaissement entre le cadre cristallin. Les andésites forment le toit de ces corps éruptifs. Il ne s'agirait pas dans ce cas d'effusions mais bien de phénomènes intrusifs. Dans ce sens plaide encore l'uniformité du dacite de Lunca sur une étendue et épaisseur considérable ainsi que la succession graduelle des structures mise en évidence par l'apparition de cristaux de plus en plus grands dans la pâte des dacites de Vișag et de Poieni.

Le dacite de Lunca, à son tour, surmonte à Stânișoara la rhyolite de Vlădeasa laquelle perce en plusieurs endroits sa couverture. Les rapports de la rhyolite de Vlădeasa avec le cadre sont plus claires grâce aux entailles profondes du Drăgan et des ses affluents. Il s'agit, du moins dans la zone méridionale, de contacts très redressés.

En dehors de cette couverture dacitique la rhyolite de Vlădeasa possède une couverture sédimentaire. Les dépôts du Crétacé supérieur qui entourent la masse rhyolitique se retrouvent en petits lambeaux dans toute l'aire d'apparition de la rhyolite, et reposent sur elle. Ils forment une masse plus imposante à Piatra Calului — Poieni. Par rapport au corps éruptifs, ces dépôts sédimentaires ont, au moins en partie, le caractère d'un toit. Le soubassement peut être reconstitué en partie si l'on tient compte des affleurements permien du Murgaș ainsi que des affleurements et des klipptes de Permien et Tithonique rencontrés aussi à des niveaux très bas au milieu de la masse éruptive, surtout dans le prolongement de l'éperon mésozoïque de Stâna de Vale. Le soubassement est formé sans doute de dépôts permomésozoïques, recouverts encore en grande partie par le Crétacé supérieur et localement par des dacites. Dans ces conditions, tenant compte de toutes les données cartographiques, on peut reconstituer le corps éruptif rhyolitique dans son ensemble comme une masse aplatie, localisée dans les dacites et les dépôts crétacés ou bien entre ces dépôts et leur soubassement mésozoïque.

Cette masse n'est pas monolithique car l'on est parvenu à séparer plusieurs corps rhyolitiques. D'autre part, les fréquentes enclaves de rhyolites similaires dans ces roches, laissent supposer que le remplissage de l'espace occupé par la rhyolite a eu un caractère intermittent, s'est effectué par étapes ce qui a permis d'englober dans le magma ascendant les blocs de rhyolite déjà consolidée dans une poussée précédente. Ce sont très probablement les systèmes de fractures définissant la fosse qui fonctionnent comme canaux de nutrition en formation, conception appuyé par l'allignement des corps éruptifs le long de telles surfaces.



C'est l'ensemble de ces réflexions qui nous a conduit à reprendre, pour définir la forme du corps rhyolitique, et plus généralement du complexe éruptif de la Vlădeasa, une conception développée il y a longtemps par SEDERHOLM sur des observations et considérations d'ordre général.

SEDERHOLM s'appuyait sur l'identité magmatique et génétique du granite rapakiwi et des granophyres et porphyres quartzifères associés, sur leur caractère posttectonique, sur l'existence d'un système de failles définissant des fosses, sur les contacts verticaux des granites ainsi que sur le mécanisme de leur mise en place en une série d'effusions et d'intrusions sous la couverture éruptive. Il définit sous le nom de taphrolite la forme et les caractères d'une masse qui remplit un « Graben ». Pour SEDERHOLM, le mécanisme d'intrusion du rapakiwi comprend d'abord la formation d'une nappe granophyrique au-dessous de laquelle, dans l'espace créé par l'effondrement, pénètre le magma granitique mis en mouvement ascensionnel par l'effet même de l'effondrement. DALY relève brièvement la notion de taphrolite à propos des corps extrusifs et l'exemplifie par les données de L. HAWAKES sur un taphrolite dacitique d'Islande qui est bien une coulée. Celui-ci est un cas particulièrement simple d'un corps éruptif moulant la forme d'une fosse. Mais le cas du rapakiwi nous paraît plus complexe. Il s'agit non pas d'une coulée mais bien d'un corps intrusif. SEDERHOLM le rapproche du laccolite duquel il doit se différencier par le caractère de sa mise en place. Il est bien difficile de se rendre compte exactement, de l'évolution du processus intrusif. La création des vides souterrains de quelque ampleur, admise par SUESS, apparaît insoutenable pour BRÖGGER dès 1894. Seule la connexion avec l'ascension du magma remplissant l'espace à mesure que l'affaissement progresse nous paraît possible. Dès lors, remplir d'une façon passive cet espace ou bien faire irruption au niveau d'un tel accident semble dans cette discussion une distinction dépourvue d'intérêt. Cette connexion est un des mécanismes que l'on prend depuis longtemps en considération pour expliquer la mise en place de certains plutonites. Ce qui nous paraît essentiel au taphrolite, c'est seulement sa position remarquable, qui définit aussi les particularités de sa forme. Corps généralement aplati, à parois redressés, très superficiel ou bien extrusif, nourri par un système de fractures, le taphrolite se trouve cantonné dans la fosse qu'il cicatrise. L'existence éventuelle d'un toit sédimentaire met en relief le synchronisme de l'affaissement et de la mise en place du taphrolite.

Pour le lecteur de ce travail il doit apparaître clairement que l'on peut invoquer à propos du massif de la Vlădeasa les mêmes raisons que SEDERHOLM avait avancées pour définir la forme remarquable du gisement du rapakiwi. De plus, les études détaillées du massif de la Vlădeasa et des régions avoisinantes permettent de fixer une base cartographique à ce taphrolite par la



Fig. 1. — Coupe schématique à travers le taphrolite de la Vlădeasa.

sc, schistes cristallins; p, Permien; t₁, Trias inférieur; t₂, Trias moyen; t₃, Trias supérieur; l₁, Lias inférieur; l₂, Lias supérieur; j, Jurassique; a, andésite; d, dacite; r, rhyolite; g, microgranite; pnt, en pointillé, Crétacé supérieur.

reconstitution du « Graben » de la Vlădeasa (fig. 1). Il s'agit d'un taphrolite composite, dont la formation a commencé avec l'épanchement des laves andésitiques et dacitiques pour continuer, à mesure de la progression de l'enfoncement, avec l'effusion ou l'intrusion des dacites et des rhyolites, soit immédiatement sous le toit formé par les coulées andésitiques, soit au niveau des conglomérats et brèches crétacées. Cela permet de coordonner l'ensemble des observations concernant les rapports des différents corps éruptifs. La venue des rhyolites s'est réalisée en vagues successives, permettant la consolidation du toit sédimentaire éventuel. Le massif de la Vlădeasa nous apparaît dans l'ensemble comme une association de corps encastés les uns dans les autres. Ce n'est que dans les phases tardives de son histoire, avec l'éruption des granodiorites et des porphyres granodioritiques et granitiques que le caractère taphrolitique de cet éruptivisme s'efface et semble évoluer vers des formes conolitiques. Ainsi documentées, la genèse et la forme du massif sont dominées dans leurs traits généraux par la formation du « Graben » de la Vlădeasa, délimité par les lignes du Bulz et du Sohodol.

Nous ne saurions terminer cet exposé sans relever l'analogie structurale du taphrolite de la Vlădeasa avec le massif de Predazzo, analogie suggérée par un profil dû à PENCK. Objet d'étude de premier ordre, le massif de Predazzo laisse encore ouverts certains problèmes.

Le porphyre quartzifère de Bozen y est surmonté par une série permomésozoïque, dans laquelle sont intercalés des coulées et tufs mélaphyriques, dont l'âge triasique est bien établi. Des porphyrites plagioclasiques forment un corps à parois très inclinées, limitées, selon PENCK, par des surfaces appartenant au système des failles qui définit son emplacement comme une cuvette tectonique. Les principales intrusions tertiaires (monzonites, syenites) pénètrent généralement le long des surfaces de contact de la porphyrite. Les fractures seraient d'âge tertiaire. Un des problèmes non résolus a trait à l'âge de la porphyrite plagioclasiique. On a considéré cette porphyrite plus âgée, contemporaine ou bien

plus jeune que le mélaphyre. Comme son chimisme se rapproche de celui de la monzonite, BRÖGGER la considère comme un facies superficiel de la monzonite. Dans cette hypothèse, le profil de PENCK acquiert pour nous une signification toute particulière car il permet d'interpréter la forme de gisement de la porphyrite comme un taphrolite. Les rapports seraient les mêmes que ceux existant entre la rhyolite de Vlădeasa et les granites et granodiorites plus jeunes.

B) L'ORIGINE PROBABLE DU MAGMA ET SA DIFFÉRENCIATION

Ainsi qu'il ressort des descriptions données ci-dessus, le taphrolite de la Vlădeasa a une structure complexe, étant le résultat d'une longue succession de venues éruptives, appartenant au cycle banatitique. La question de la composition probable du magma primitif est liée étroitement à la situation du magmatisme correspondant dans le cadre de l'évolution tectonique de l'orogène carpatique.

Le complexe éruptif de la Vlădeasa n'est pas un phénomène isolé mais fait partie d'une succession ininterrompue d'éruptions en étroite liaison avec le développement des chaînes daciques. Dans la plupart des cas il s'agit de roches granodioritiques et granitiques, jalonnant la zone interne des chaînes daciques, passant même dans l'aire de l'Intérie. Leur âge est crétacé supérieur.

Le début de ce magmatisme correspond au volcanisme andésitique fortement développé dans certains secteurs. C'est la première phase du volcanisme de l'orogène carpatique. On considère aujourd'hui avec STILLE le magmatisme plutonique associé à la phase orogénique principale (Stammfaltung), le magmatisme sinorogène, comme ayant une origine lithogène; les magmas correspondants dérivent des matériaux constitutifs du sial par des processus palingéniques. Bien plus tard dans l'histoire de la chaîne, des magmas sialiques peuvent s'associer encore à des mouvements plus modestes. Il s'agit généralement des volcanites sialiques de la phase subséquente. Le plus souvent la phase subséquente est marquée exclusivement par la venue des volcanites. D'autres fois, et c'est le cas des zones carpatiques, des plutonites sialiques succèdent et closent un premier cycle du magmatisme subséquent. Le complexe éruptif de la Vlădeasa avec ses nombreux corps sous-volcaniques illustre merveilleusement le complet développement d'une telle situation.

Tout cet éruptivisme est lié dans les zones carpatiques aux mouvements crétacés supérieurs, probablement sous-herciniens. Une recrudescence du volcanisme subséquent, associé aux mouvements tertiaires, a eu lieu beaucoup plus tard. Ce second cycle est amplement développé dans les Monts Apuseni. Le plutonisme crétacé supérieur, suivant de près le volcanisme andésitique, correspond donc au plutonisme intercédent de STILLE.



C'est encore des régions profondes, où s'est opérée par des processus variés l'homogénéisation des matériaux du sial, que le magma lithogène, associé à la phase subséquente, monte vers la surface.

Son ascension n'est pas généralement un acte unique, comparable à la venue des masses de Sima le long des fractures majeures de l'écorce mais bien une réalisation en étapes, donnant lieu à des constructions complexes, enracinées les unes dans les autres.

C'est de ces chambres intermédiaires que le magma fit irruption au niveau de la Vlădeasa, le long des fractures marquant le cadre du massif et semblant le silloner en plusieurs directions. Ce moment peut constituer le point de départ des considérations génétiques visant à expliquer la diversité des roches du massif.

Dans leur ensemble, les banatites sont caractérisées par un chimisme granodioritique, tout comme les autres manifestations similaires des plissements alpins. Le problème de la diversité des roches rencontrées au niveau observable de la Vlădeasa se pose donc essentiellement soit comme un mécanisme de différenciation d'un magma granodioritique plus ou moins homogène, soit comme un processus quelconque de hybridation.

On considère maintenant que l'étude du diagramme de variation des oxydes par rapport à la silice dans les différentes roches associées, permet, grâce à l'allure et à la régularité éventuelle des courbes de variation, de reconnaître, dans certaines limites, le jeu d'un mécanisme de différenciation; en effet, les phénomènes d'assimilation à grande échelle ne sauraient engendrer une variété de roches sepliant à des limites de composition tellement étroites et rigides. De ce fait, les courbes de variation acquièrent, ainsi que le remarque BOWEN, une portée philosophique.

C'est sur cette base générale que l'on a essayé maintes fois d'établir dans certaines provinces pétrographiques une filiation de différenciation à partir d'un magma basaltique.

Pour BOWEN, le cas des roches vitreuses est à ce point de vue particulièrement intéressant car ces roches dérivent entièrement d'une masse liquide. Or, ce sont justement les roches dérivant d'un liquide qui sont aptes à mettre en évidence des rapports étroitement liés à la filiation par différenciation, car la composition chimique des différents liquides reflète des changements réguliers et bien définis, résultant d'une suite de processus de cristallisation du magma.

D'autres roches, porphyriques et mêmes grenues, peuvent dériver de la cristallisation d'un tel liquide sans altération du chimisme global due à des phénomènes d'une autre nature.

Excepté de telles roches, on doit envisager celles qui résultent soit simplement par accumulation de cristaux séparés, soit par la contamination



des liquides par une large participation des cristaux séparés à d'autres niveaux et ayant subi des déplacements à la faveur de la gravitation ou des courants de convection. Naturellement, de telles roches dérangent le diagramme de variation car leur composition peut être déterminée par la prédominance de certains minéraux de composition extrême, n'ayant que des rapports lointains avec la composition du magma maternel.

L'éruptif de la Vlădeasa réunit certaines conditions favorables à une discrimination des modalités de diversification. On y assiste en effet à une succession de venues éruptives très variées, formant généralement des masses de roches homogènes. La totalité des masses rhyolitiques, dacitiques et andésitiques, y compris les roches grenues correspondantes, ont le même ordre de grandeur. Il ne s'agit donc pas, quant à la formation de ces roches, de processus accessoires et accidentels mais bien d'une relation génétique essentielle. Quoique ces roches soient porphyriques dans la plupart des cas, il nous paraît certain que leur composition correspond étroitement à un magma entièrement liquide, autrement dit, qu'il n'y a pas eu, sauf exceptions reconnaissables, d'accumulation sélective de cristaux dans le bassin de différenciation, pouvant conduire à grande échelle à des compositions chimiques aberrantes par rapport au chimisme des liquides possibles dans la série de différenciation. Naturellement, de faibles écarts à cette condition, surtout lorsqu'ils se produisent toujours dans le même sens, n'affectent pas d'une façon appréciable l'allure des courbes de variation et se traduisent généralement par un affaiblissement de leur courbure (BOWEN).

Il résulte de nos observations qu'il existe une variation graduelle de la structure entre les roches porphyriques et les roches grenues correspondantes, permettant de conclure que les conditions de consolidation ne sont pas trop différentes. Parmi les roches grenues de la Vlădeasa, nous avons analysé la granodiorite de Lunca, dont le chimisme correspond étroitement à certaines dacites. Nous avons constaté au moyen des analyses microscopiques que la granodiorite de Lunca est très homogène. Il nous paraît donc légitime d'étendre nos considérations au moins à une partie des roches grenues, rencontrées dans le massif, la composition de celles-ci se rapprochant probablement de celle d'un liquide possible de la série de différenciation.

Nous allons donc chercher à résoudre la question de l'origine de la diversité des roches éruptives de la Vlădeasa principalement par l'examen des courbes de variation, en cherchant si les filiations des roches principales ne sont pas reductibles à des processus de différenciation. A la faveur des considérations exposées au début, il s'ensuivrait que, en termes de différenciation, la diversité rencontrée devrait être le résultat de la séparation de certains cristaux dans le magma maternel granodioritique entraînant l'évolution vers un magma résiduel rhyolitique et vers des roches andésitiques dérivées

du magma maternel, par une lente accumulation principalement des cristaux d'andésine et de hornblende. Or, il ressort des observations faites à maintes reprises et décrites ci-dessus, que les roches andésitiques contiennent fréquemment des cristaux de plagioclases sensiblement plus alcalins que les microlites et l'on peut même distinguer les xenocristaux des phénocristaux autochtones. Les xenocristaux, plus alcalins, sont fortement corrodés jusqu'à emprunter des apparences squelettiformes. Ces phénomènes ne sont pas limités aux roches andésitiques de Vlădeasa. SEVER ANTON a décrit deux générations de cristaux de plagioclases, des andésines et des labradors, dans les filons d'andésites situées aux environs de Băița Bihorului, dans un complexe éruptif banatitique. Ces observations sont donc concordantes avec l'hypothèse de différenciation par cristallisation fractionnée. Elles vont acquérir un intérêt tout particulier en appuyant les conclusions que l'on tirera de l'inspection des courbes de variation des oxydes.

Les travaux régionaux cités au début de cet article sont illustrés d'une riche documentation analytique. En fait, la plupart des roches rencontrées dans le massif de Vlădeasa ont été analysées chimiquement, en vue de soutenir la diagnose pétrographique. D'autre part, dans un ample travail sur les banatites de la Drocea, SZÉNTPÉTERY a discuté en détail les paramètres magmatiques, en insistant longuement sur le parallélisme des différents termes. DE QUERVAIN a utilisé toutes ces données afin de caractériser la province pétrographique. Récemment, dans un vaste travail, A. CODARCEA publie de nouvelles données chimiques sur les banatites d'Ocna de Fer et discute les diagrammes de différenciation.

Nous ne nous arrêterons plus sur les questions qui mettent en évidence la consanguinité et la filiation pacifique des banatites.

Les données analytiques avancées par SZÁDECZKY ne sauraient être utilisées dans le but que nous nous proposons, car il s'agit d'analyses relativement anciennes et incomplètes. D'autre part nous ne sommes pas orientés sur le degré de fraîcheur, ni sur la pureté du matériel analysé. Il s'agit de valeurs parfois si peu probables que DE QUERVAIN a dû renoncer à prendre en considération une partie de ces analyses.

Nous nous sommes donc décidés à reprendre et à étendre l'étude chimique des roches de la Vlădeasa. Ce travail n'est pas encore terminé et nous nous bornerons à discuter dans ce qui suit principalement les analyses des roches provenant des principaux corps d'andésites, dacite et rhyolites.

Le matériel a été choisi avec soin mais il ne nous a pas été possible de disposer dans tous les cas de roches absolument fraîches, ce qui explique certains écarts, petits d'ailleurs et prévisibles par l'analyse microscopique.



	No. 3412	3100	3209	3088	3455	3080	3291	3316
SiO ₂	59,86	64,26	65,42	65,88	70,74	72,40	71,98	75,12
TiO ₂	0,78	0,63	0,59	0,60	0,35	0,62	0,27	0,14
Al ₂ O ₃	17,53	17,48	16,53	17,55	14,61	13,72	14,84	13,25
Fe ₂ O ₃	2,77	1,23	1,29	1,19	1,58	0,92	0,49	0,27
FeO	3,25	3,38	2,89	2,61	1,34	1,68	1,73	1,10
MnO	0,10	0,09	0,06	n. d.	0,05	0,04	0,03	0,03
MgO	2,74	1,69	1,54	1,83	0,69	0,38	0,16	0,05
CaO	5,80	4,16	3,75	4,02	1,89	1,48	1,38	1,30
Na ₂ O	3,41	3,74	3,81	3,47	3,82	3,46	3,89	2,97
K ₂ O	2,04	2,80	2,59	2,90	3,98	4,45	4,14	4,53
H ₂ O+	1,25	0,30	1,12	0,51	0,69	0,40	0,80	0,33
H ₂ O—	0,48	0,20	0,02	0,10	0,02		0,08	0,20
P ₂ O ₅	0,27	0,06	0,14	0,14	0,08	0,10	0,02	0,02
	100,28	100,02	99,75	100,80	99,84	99,65	99,81	99,31

3412. Andésite. Cumpănăţel.

3100. Dacite de Visag. Carrière de Lazuri.

3209. Dacite de Lunca. Valea Drăganului. Căpăţana Porcului.

3088. Granodiorite. Lunca.

3455. Rhyolite. Valea Foşelor.

3080. Rhyolite. Lunca.

3291. Rhyolite. Sources de la Zerna.

3316. Rhyolite. Valea Drăganului. près du ruisseau de Chenţ.

Les courbes de variation construites avec ces données sont extrêmement régulières (fig. 2). On ne peut signaler nulle part une dispersion sensible

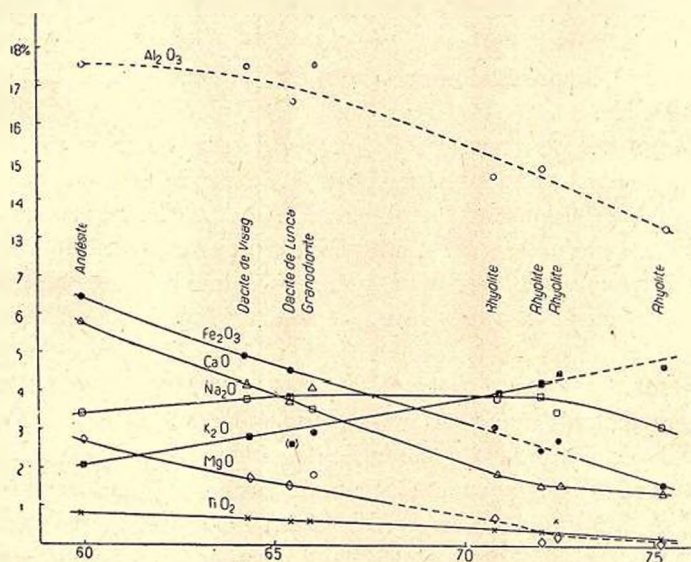


Fig. 2. — Courbes de variation des oxydes en fonction de la teneur en silice (pourcentages) des roches du massif de la Vlădeasa.

des points figuratifs. Une partie des courbes sont presque rectilignes, fait assez commun dans l'intervale SiO_2 60 — 70% et renforcé par une légère accumulation de cristaux du coté andésitique. En fait l'andésite pyroxénique analysée contient une légère proportion de phénocristaux provenant par migration d'autres niveaux. La courbure est encore bien nette pour les courbes des oxydes de Mg, Na et Al. Le contenu en Al_2O_3 est élevé et caractérise, d'après BOWEN, une différenciation par cristallisation de hornblende, en accord avec la large participation de ce minéral dans les andésites et les dacites étudiées. La série de différenciation est calco-alcaline, avec un index alcali-calcique égal à 60,3 (selon PEACOCK).

Il s'ensuit que l'étude chimique révèle une parenté indubitable par différenciation, conclusion admise d'ailleurs implicitement dans toutes les études antérieures sur les banatites, à la faveur des théories régnantes.

Il nous semble utile d'examiner sous cet angle génétique aussi les autres gisements de banatites de Roumanie, dérivant originairement d'un magma similaire.

Au Nord de Săvârșin, selon la description détaillée de SZENTPÉTERY, apparaît un massif granodioritique, découvert sur une longueur de 6 km. La partie centrale est granitique, la zone marginale occidentale dioritique. Le granite passe à une rhyolite microgranitique, facies marginal, selon SZENTPÉTERY. D'autre part, il y a des variations insensibles vers la granodiorite. Les rapports de cette dernière et des roches dioritiques sont compliqués par une disposition en « schlieren » et interpénétration capricieuse dans la zone de transition. La diorite passe souvent à une microdiorite à structure panidiomorphe laquelle prend contact avec le complexe des diabases et méla-phyes triasiques.

Les valeurs des pourcentages en oxydes de ces roches viennent se caler exactement sur nos courbes de variation; les chiffres correspondant au granite à amphibole montrent certaines différences. Comme le granite amphibolique est extrêmement phanéromère avec des cristaux d'orthose atteignant 6 cm, il est possible que son analyse ne présente pas une valeur moyenne; en fait, un léger excès d'orthose suffit à rendre compte des différences constatées.

Il est intéressant de remarquer que SZENTPÉTERY soupçonne un hiatus entre les roches dioritiques et granodioritiques: « Wir haben das Gefühl, als ob hier in der Serie der Drocsaer Gesteine eine beträchtliche Lücke offen geblieben wäre. Eine allgemeine Eigenschaft der obigen Gesteine war der Reichtum an K_2O und hier beim Soborsiner Quarzdiorit sinkt seine Menge plötzlich tief unter die Normale ... hier können wir bestimmt einen Sprung fühlen » (l. c., pag. 273). Cette valeur exceptionnellement basse pour le potassium ainsi que les différences notables des autres oxydes par rapport

aux courbes de variation, jointe à la position dans le massif et aux particularités structurales, nous engageant à penser que les diorites de Săvârşin sont des roches dont la paragenèse est due principalement, sinon exclusivement, à l'accumulation des cristaux de plagioclase et de hornblende séparés dans le magma granodioritique.

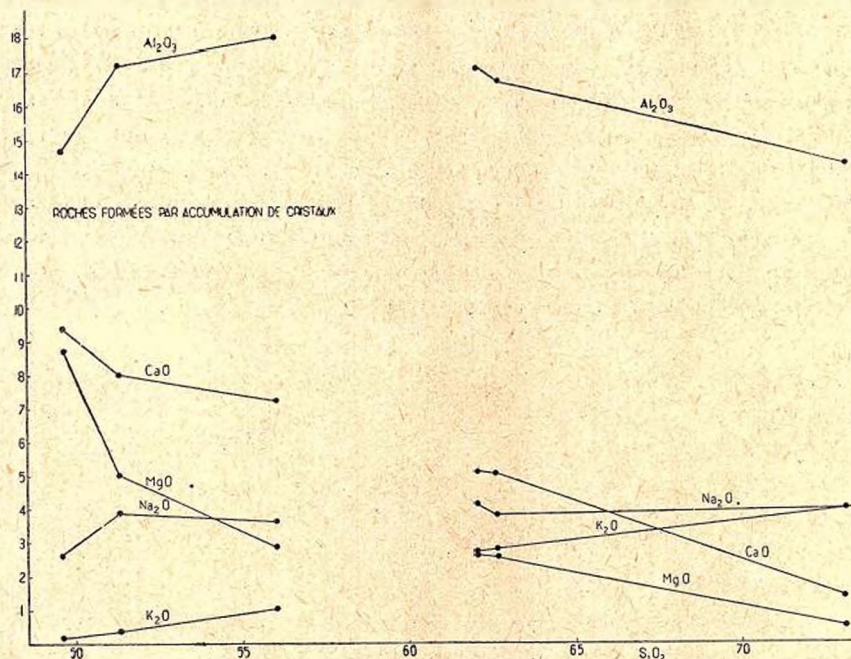


Fig. 3. — Courbes de variation des oxydes par rapport à la teneur en silice dans le massif de Săvârşin.

Dans l'ensemble, le massif de Săvârşin apparaît comme un exemple de cristallisation et de différenciation in situ dans une ambiance de quiétude. D'un côté, par séparation gravitative des cristaux, se forment des roches dont la filiation avec le liquide est mise en évidence par les courbes de variation; d'autre part, accumulation de cristaux associés ou non à un liquide interstitiel donnant naissance à des roches dioritiques. Une zone de transition à structure complexe serait explicable par le dérangement de la masse des cristaux due au mouvement du liquide superposé et par brassage de la masse des cristaux accumulés avec formation de schlieren. Cette manière de voir est soutenue encore par deux faits: la similitude de ces roches avec les enclaves homogènes dans la granodiorite et leur correspondance avec la composition chimique du matériel que l'on doit soustraire d'un magma granodioritique pour obtenir un liquide granitique appartenant à la courbe de variation. En effet, les points figuratifs des alcalis, Mg, Ca et Al corres-

pendant à la diorite quartzifère de Săvârșin, viennent se placer sur les droites dessinées à partir des granodiorites et granites. Cela prouverait que le plagioclase et la hornblende y entrent justement dans la proportion dans laquelle ils se séparent du magma. Naturellement ce fait est plutôt exceptionnel car on doit s'attendre encore à des mouvements différentiels de ces minéraux avec accumulation sélective de la hornblende dans les zones profondes. Or, c'est précisément ce que l'on observe (diorites et microdiorites).

Ces considérations peuvent servir de point d'appui pour préciser la forme du massif de Săvârșin. On constate en effet une dissymétrie dans la répartition des différentes roches. Les profils E-W mettent en relief en lignes générales une succession de roches de plus en plus acides (diorites, granodiorites, granites amphiboliques et granites.) En considérant le faciès marginal dioritique comme une formation inférieure ainsi que nous l'avons fait, on peut dessiner le conolite comme un corps aplati, intrus obliquement dans le complexe des roches triasiques (fig. 4).

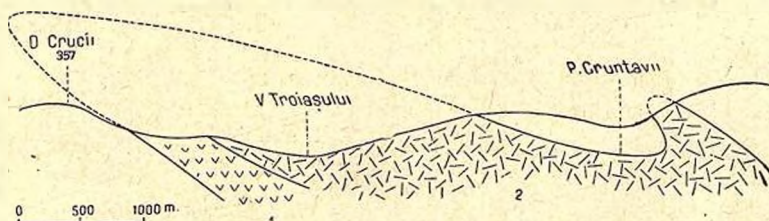


Fig. 4. — Coupe schématique transversale dans le massif de Săvârșin.

1, faciès marginal dioritique; 2, granodiorite et granite.

Dans la Vlădeasa, des roches dioritiques sont rares et forment des corps individualisés et injectés. Nous trouvons pourtant intéressant d'attirer l'attention, dans cet ordre d'idées sur le massif de Budureasa, que traverse le chemin vers Stâna de Vale.

Il est considéré comme formé principalement de roches granodioritiques. En réalité, dans un grand nombre de coupes récentes, on peut se rendre compte qu'il est formé de blocs dioritiques arrondis, cimentés par une pâte granodioritique ou dacitique. C'est en somme une Kugeldiorite, formée par une accumulation gigantesque d'enclaves homéogènes telles qu'on les a rencontrés dans les massifs granodioritiques. On observe dans la pâte aussi des enclaves de sédiments cornifiés. La participation des enclaves dioritiques est telle que le ciment est souvent entièrement subordonné. Cella pourrait suggérer le mécanisme par lequel s'opérerait éventuellement la migration des cristaux dans le magma. En tout cas il montre que la contrepartie des processus de différenciation, c'est-à-dire l'existence des roches dues à l'accumulation des cristaux, n'est nullement étrangère à la région de la Vlădeasa,



quoique la chambre principale de différenciation des rhyolites soit située plus profondément dans l'écorce.

C'est encore la minutiosité de l'étude pétrographique qui nous permet d'attirer avec intérêt dans le cadre de cette discussion les conclusions de CODARCEA sur le massif de Dognecea—Ocna de Fer. On trouve peu de séparations majeures dans le massif: l'individualisation d'un corps granitique et des apophyses granogabbroïdes et gabbroïdes, ces dernières occupant un espace très modeste. La masse principale granodioritique n'est pas homogène. La variation considérable, capricieuse et hasardeuse, de la composition minéralogique et de la structure est mise en relief par CODARCEA; ses chiffres illustrent l'ampleur de ces variations. Nous citons: « La structure, la texture et la composition minéralogique quantitative de ces roches varient entre certaines limites d'une partie à l'autre du massif, donnant l'aspect de la capriciosité et du hasard, phénomènes caractéristiques des banatites. On ne peut pas suivre sur le terrain toutes ces variations à cause de leur capriciosité et du fait que l'on ne peut suivre la plupart qu'à l'aide du microscope. Vers le Sud les granodiorites deviennent un peu plus basiques, plus fines et un peu plus foncées ».

Il est difficile d'observer des facies marginaux proprement dits. Variation de la composition des granodiorites:

plagioclase 42—70%, quartz 10—30%, orthose 4—20%, hornblende 0—12%, biotite 2—10%.

— « Ces apophyses sont caractérisées par une grande variation de structure et de composition. Les aspects mégascopiques et microscopiques varient à chaque pas, de sorte qu'on peut remarquer toutes les transitions entre les diverses roches. Ce sont des roches grenues à grain varié, parfois porphyriques. Elles ont des compositions granitiques jusqu'à gabbroïdes, plus fréquemment granogabbroïdes.

— « On ne peut pas suivre sur le terrain toutes ces variations, qui nous démontrent que des conditions de labilité magmatique continue régnait dans ces parties périphériques du massif, près de la voûte du laccolite ».

Une image bien nette d'une structure en « schlieren » de ces masses éruptives se dégage des descriptions de CODARCEA. Des puissants courants de convection ont déterminé le brassage de la masse partiellement cristallisée avec accumulation locale des cristaux. La séparation lente des cristaux a été empêchée de cette manière et la différenciation, peu accusée, si l'on excepte l'individualisation locale d'un facies granitique, a dégénéré principalement en une inhomogénéisation de la masse.

La structure récurrente très accentuée des plagioclases, tellement caractéristique de ces roches, doit être considérée comme le résultat du voyage des cristaux, venant en contact capricieux avec des liquides de compositions

variables. La résorption fréquente de la hornblende a du changer localement la composition du magma dans le sens d'un accroissement de la teneur en anorthite ce qui pourrait expliquer encore la teneur élevée en An de certains cristaux zonés. Le plagioclase est une andésine zonaire récurrente, avec alternances minces et fréquentes. « Des déterminations nombreuses ont donné pour les parties centrales: (64—60—54) — 52—35—(28)% An et pour les zones externes 35—20—(18)% An.

Des particularités observées s'expliqueraient ainsi facilement. Les plagioclases des granites, granodiorites et gabbros présentent des particularités spécifiques. « Dans les roches de passages peuvent coexister divers types de plagioclases. Dans les granodiorites plus acides apparaît le plagioclase granitique, tandis que dans les granodiorites plus basiques et dans les granogabbros plus acides on rencontre tant les plagioclases des granodiorites que le type suivant gabbroïde. On peut rencontrer dans les roches plus basiques des plagioclases granodioritiques ».

L'association de ces plagioclases apparaît comme le résultat de la migration capricieuse des cristaux formés. Naturellement l'effet mécanique de l'accumulation de cristaux doit être particulièrement accentué dans les espaces des apophyses, anfractuosités des parois, avec conséquence l'extrême variabilité de ces roches, dont une grande partie sont incompatibles avec le chimisme d'un liquide dérivant de l'évolution normale du magma. Dans l'ensemble, le massif a une composition granodioritique tendant vers le chimisme originel probable du magma intrusif.

Les cas examinés permettent de saisir des différences importantes dans les associations des roches banatitiques et de la structure des massifs, liées aux conditions particulières de la mise en place et de la différenciation des magmas granodioritiques originels. Le taphrolite de la Vlădeasa représenterait la situation résultée d'une différenciation très poussée avec formation des magmas de plus en plus acides, mises en mouvement ascensionnel et consolidées à des niveaux supérieurs sans différenciation ultérieure sensible. Le massif de Săvârșin illustre le cas d'une différenciation in situ très accentuée, dans des conditions de quiétude. Enfin, dans le massif de Dognecea, les forts courants de convection ont empêché la sédimentation des cristaux séparés entraînant la formation d'une structure en « schlieren », forme rudimentaire de différenciation. En ce qui concerne les conditions de labilité invoquées par Al. CODARCEA, il s'agirait en l'espèce de courants de convection, d'un brassage du magma et des effets sensibles des processus partiels de résorption. L'apparition d'une phase gazeuse liée au métamorphisme des calcaires pourrait bien être l'agent principal de ces mouvements. Nous ne pouvons pas considérer avec CODARCEA la variabilité extrême comme un phénomène caractéristique des banatites en général. Celles-ci embrassent simplement la totalité des roches dérivées des magmas originels à caractère



granodioritique correspondant au premier cycle du magmatisme subséquent des Carpates. Des banatites il faut exclure toutes les manifestations du second cycle du volcanisme subséquent, puissamment développé dans les Carpates et dont l'aire d'apparition se superpose en maints endroits aux affleurements banatitiques. Les roches peuvent être similaires, leurs formes de gisement ne le sont pas (massifs, filons resp. restes d'appareils volcaniques) et, à notre avis, permettent d'identifier les volcanites et sous-volcanites banatitiques, en l'absence d'autres critères.

Reçu le 25 mai 1948.



BIBLIOGRAPHIE

1. N. BOWEN. Igneous rocks and their origin. 1928.
2. W. C. BRÖGGER. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Kristiania, 1895.
3. AL. CODARCEA. Étude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fer—Bocșa Montană (Banat). *An. Inst. Geol. Rom.*, XV. 1930.
4. R. DALY. The igneous rocks and the depths of the earth. 1933.
5. C. GABOR. Beiträge zur Kenntnis der siebenbürgischen Dazit. *Földt. Közönl.*, LXXI, 1941.
6. TH. KRÄUTNER. Études géologiques dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV. Bucarest, 1941.
7. — Observations géologiques dans les Monts du Bihor. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV. Bucarest, 1941.
8. W. PENCK. Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. *N. Jahrb. f. Min.* B.B. 32. 1911.
9. F. PETERS. *Sitzungsberichte d. kön. Akad. der Wissensch. Math-Naturwiss. kl.* 43 I. 1861. 385
10. G. PRIMICS. Bericht über die geolog. Detailaufnahme im Vlegyasa Gebirgszuge des Kolos-Biharer Gebirges. *Jahresbericht des kgl. ung. geol. Anstalt.* 1891.
11. G. PRIMICS. Skizzenhafter Bericht über die im nördlichen Teile des Bihargebirges im Jahre 1890 bewerkstelligte geologische Detailaufnahme. *Jahresbericht des kgl. ung. geol. Anstalt.* 1892.
12. J. J. SEDERHOLM. Über die finnländischen Rapakiwigesteine. *Min. Petr. Mitt.* XII. 1891.
13. SEVER ANTON. Cercetări geologice și petrografice în Valea Seacă, Băița, jud. Bihor. *Rev. Muz. geol. miner.* Cluj. VI, 1—2.
14. H. STILLE. Zur Frage der Herkunft der Magmen. *Abh. Preuss. Akad. Wiss.*, 1939.
15. — Einführung in den Bau Amerikas. 1940.
16. E. STOICOVICI. Dacogranitul din Valea Crăciunului. *Rev. Muz. geol. Miner.* Cluj.
17. G. VON SZÁDECZKY. Vom Vorkommen des Korunds in Ungarn. *Földt. Közönl.*, XXIX. 1899,
18. — Meine geologischen Excursionen im Vlegyasa-Bihar Gebirge. *Orv. Term. Tud. Ertesitő*, XXV. 1903. Cluj.
19. — Über einige verkannte Gesteine des Vlădeasa Gebriges. *Orv. Term. Tud. Ertesitő*. XXVI. 1904.
20. — Beiträge zur Geologie des Vlegyasa-Bihargebirge. *Földt. Közönl.*, XXXIV. 1904.
21. — Über meine im Bihargebirge und in der Vlegyasa im Jahre 1906 vorgenommenen geologischen Reambulationen. *Jahresber. des kgl. ung. geol. Anstalt.* 1906.
22. — Die geologischen Verhältnisse von Kissebész, Hodosfalva, Sebesvar, Marotlaka und Magyarokereke. *Muzeumi Füzetek.* Cluj, III, 1915.

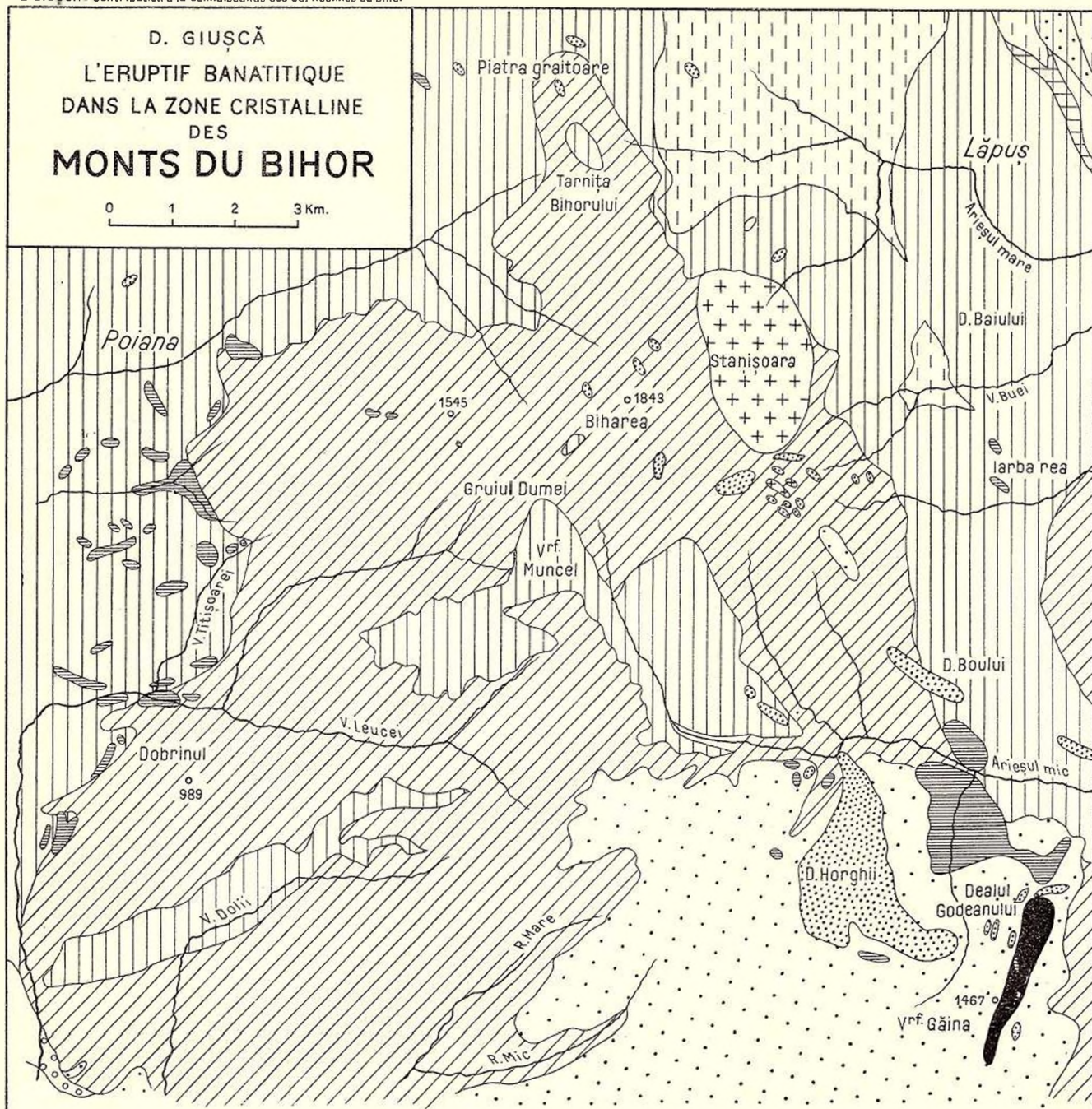


23. G. VON SZADECKY Kritische Übersicht der neueren Literatur über die Eruptivgesteine des Vlegyasa B'irgebirges. *Mitt. aus der mineralogisch-geologischen Sammlung des Siebenbürgischen Nationalmuseums*, III, 1915, 1.
 24. — Relațiile geologice ale unor roce utilizabile în industria ceramică, aflate în munții din marginea apuseană a Ardealului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* X, 19.
 25. — Asupra vârstei eruptivului dela Vlădeasa. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XV.
 26. S. v. SZENTPÉTERY. Petrogeologie des südlichen Teiles des Drocsa Gebirges. *Mitt. aus den Jahrb. der kgl. ung. geol. Anstalt.*, XXVII. 1928.
 27. VON WOLFF. Der Vulkanismus. 1914, 326.
-



D. GIUȘCĂ
L'ERUPTIF BANATITIQUE
DANS LA ZONE CRISTALLINE
DES
MONTS DU BIHOR

0 1 2 3 Km.



L É G E N D E

	Tufs andésitiques		Trias et juras		Permo-carbonifère		Diorite		Dacite et andésite
	Crétacé supérieur		Permien		Schistes cristallins		Granodiorite		Rhyolite



PLANCHE I



PLANCHE I

Fig. 1. — Andésite pyroxénique. Bănişor. No. 3047. $\times 19$.

Fig. 2. — Andésite. Blocs roulés dans la Valea Drăganului. Lunca. No. 3011. $\times 12$. Phénocristaux d'andésine fortement corrodés.

Fig. 3. — Andésite. Gura Lungii. No. 3317. $\times 30$. N +. Amygdales remplies de desmine, chlorite (liséré foncé) et calcédoine.

Fig. 4. — Dacite de Lunca. Poiana. No. 3422. $\times 12$.





PLANCHE II



PLANCHE II

Fig. 1. — Dacite de Visag. Visag. No. 3006. $\times 12$. N +.

Fig. 2. — Dacite de Poieni. Poieni. $\times 12$. N +.

Fig. 3. — Rhyolite de Vlădeasa. Chenț. No. 3316. $\times 12$. Protoclase prononcée.

Fig. 4. — Rhyolite rubanée. Valea Drăganului, près de la Zerna. No. 3257. $\times 12$. N +.



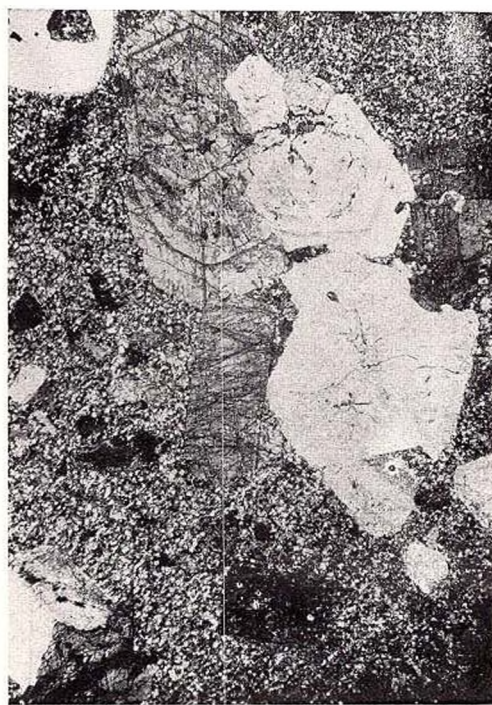
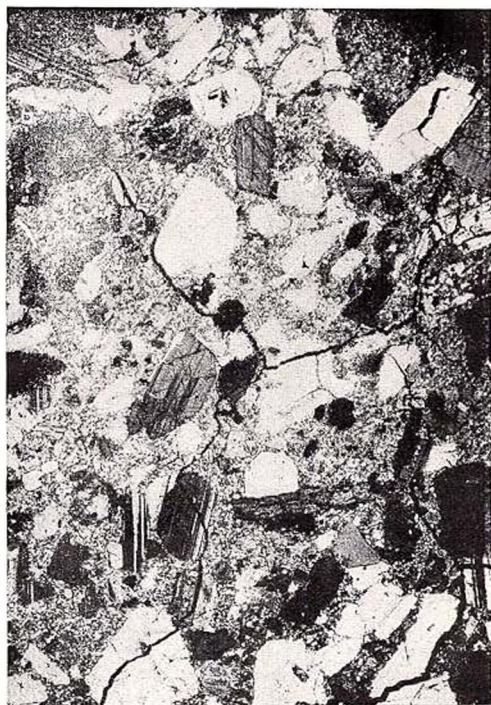


PLANCHE III



PLANCHE III

Fig. 1. — Rhyolite. Lunca. No. 3080. $\times 12$.

Fig. 2. — Porphyre microgranitique. Lunca. No. 3446. $\times 12$. N +.

Fig. 3. — Porphyre microgranitique. Valea Zernei. No. 3260. $\times 12$. N +.

Fig. 4. — Porphyre granodioritique. Valea Crăciunului. No. 3428. $\times 12$.



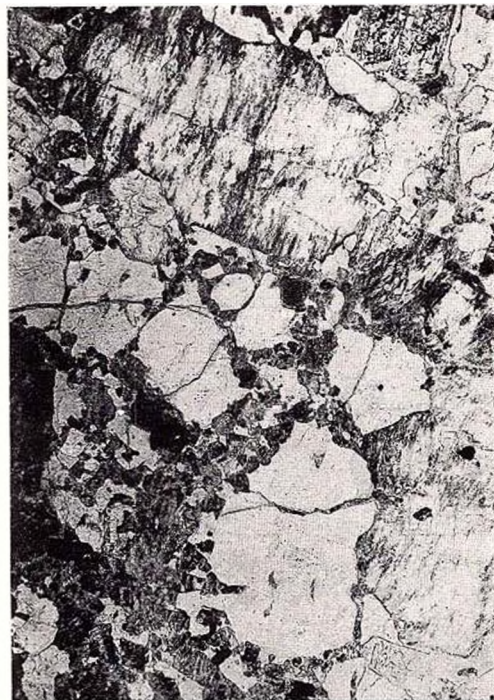
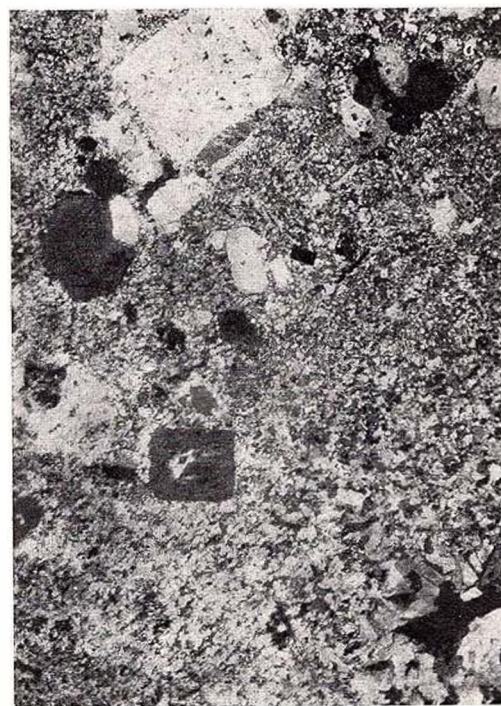


PLANCHE IV



PLANCHE IV

- Fig. 1. — Porphyre granodioritique. Valea Darei. No. 3467. $\times 12$. N + .
Fig. 2. — Porphyre granodioritique amphibolitisé. Valea Darei. No. 3469. $\times 12$.
Fig. 3. — Granodiorite. Lunca. 3088. $\times 10$. N + .
Fig. 4. — Granodiorite. Merișor. No. 3065. $\times 12$.

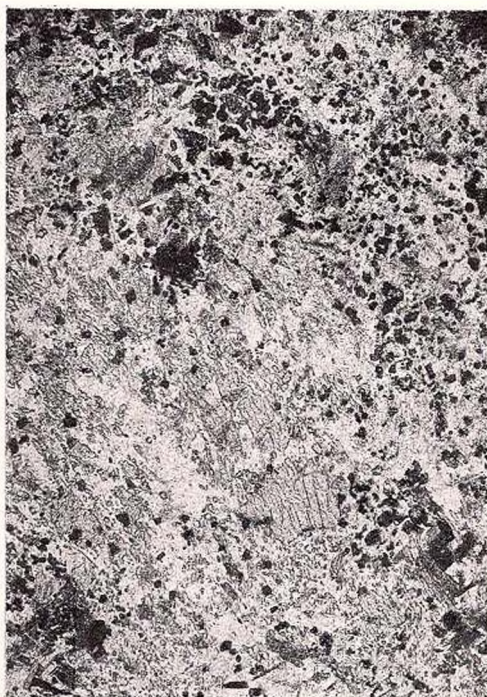
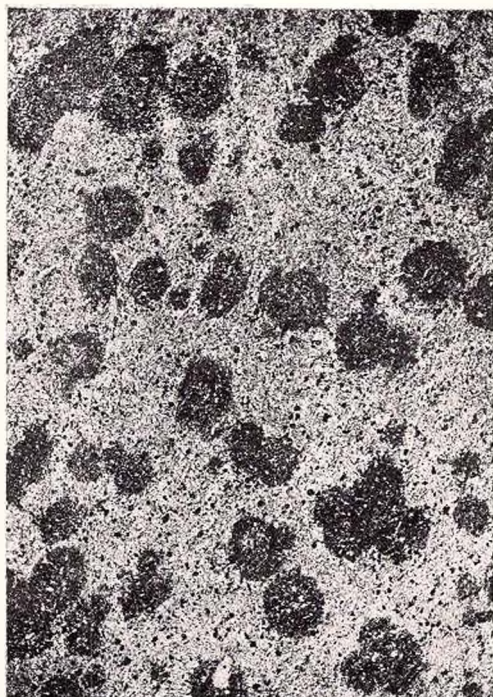




PLANCHE V

PLANCHE V

- Fig. 1. — Schiste tacheté. Merișor. No. 3063. $\times 12$.
Fig. 2. — Enclave dans la granodiorite. Lunca. No. 3075. $\times 32$. Andalousite, biotite, picotite, corindon et orthose.
Fig. 3. — Calcaire à grossulaire. Valea Drăganului, en amont de Pârâul Crucii. No. 3416. $\times 32$.
Fig. 4. — Rhyolite cornifiée. Valea Drăganului, maison du cantonnier, en amont de Valea Crăciunului. No. 3313. $\times 27$. N +.



CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DES CORNÉENNES DU BIHOR

PAR

DAN GIUȘCĂ

Une riche variété de roches banatitiques affleure dans le Bihor méridional. Elles ont été décrites par ROZLOZNIK et récemment par I. JELINEK. L'esquisse géologique 1:100.000 dressée par nous, annexée au travail de JELINEK et reproduite ci-après, fait connaître le détail de la répartition de ces roches. Excepté des indications sommaires concernant les gisements de contact, on n'a pas encore publié des précisions sur les phénomènes de métamorphisme de ces banatites. Dans cette note nous nous proposons de décrire les métamorphites de l'auréole de contact de la granodiorite de Stânișoara et de la diorite de Găina.

La granodiorite coupe la surface de charriage du Cristallin sur les formations permienes; elle affleure dans une aire elliptique mesurant 3 km/2 km. La diorite de Găina fait intrusion au niveau des sédiments crétacés qu'elle cornifie.

I. Une partie des cornéennes examinées ont été recueillies près de Cucurbeta Mică. Elles appartiennent originiairement au complexe des schistes à porphyroblastes et roches vertes variées, représentant le facies métamorphique de roches éruptives et tufs basiques. Les paragenèses correspondent à l'association de l'albite avec la chlorite, auxquelles s'ajoutent éventuellement une hornblende vert bleu et l'épidote. L'actinote est plus rare. Les roches plus siliceuses sont des schistes albitiques pauvres en chlorite; la séricite y est occasionnellement abondante. Des types séricito-cloritiques paraissent avoir une origine exclusivement détritique.

Parmi les cornéennes que nous avons étudiées se trouvent représentées des métamorphites correspondant à ces divers types. Ce sont surtout les cor-

néennes dérivant des schistes à porphyroblastes d'albite qui nous paraissent particulièrement intéressantes, par la variété remarquable des aspects structuraux et des paragenèses.

La structure porphyroblastique se conserve; c'est le trait qui donne au complexe de ces cornéennes leur cachet particulier. Afin de caractériser cette auréole métamorphique nous pensons procéder de la façon la plus appropriée en décrivant une suite de cornéennes.

Dans les cornéennes porphyroblastiques les mieux caractérisées, la composition des yeux de plagioclase, légèrement zonés, oscille entre 50—60% An. Des prismes de hornblende s'y trouvent souvent incluses, mais rarement jusqu'à les envahir complètement. Des microlites de diopside sont plus rares. Couvrant plus de la moitié de la surface des coupes minces, la hornblende forme des agrégats irréguliers de cristaux prismatiques avec un tamis de cristaux de magnétite. Sous l'aspect d'une poudre fine dans les plagioclases, cette dernière se rencontre plus rarement. Le sphène est exceptionnel. En raison de la grande quantité d'inclusions liquides, une partie des feldspaths sont troubles.

Dans d'autres roches porphyroblastiques similaires, la magnétite, collectée en grands cristaux, ainsi que le sphène, sont particulièrement abondants. Il y a encore des cornéennes semblables dans lesquelles les feldspaths sont noyés dans un tissu nématoblastique actinolitique. On aperçoit encore de larges prismes ainsi que des fibres d'actinote inclus dans les feldspaths. La biotite brune s'associe au tissu actinolitique ou bien forme à elle seule des zones irrégulières.

Dans d'autres cornéennes une augite légèrement verte s'ajoute au feldspath et à la hornblende. Elle forme généralement des microlites à contour capricieux inclus dans le plagioclase (30—40% An), parfois jusqu'à les farcir, ou bien se présente en cristaux aciculaires. Le plagioclase farci n'est pas homogène mais présente des plages irrégulières sensiblement plus calciques. Ces plages correspondent évidemment aux microlites d'épidote et de hornblende, lesquelles fournissent la participation anorthitique du plagioclase. Le contenu en fer de l'épidote s'individualise sous forme de poudre de magnétite, laquelle dessine soit des nuages irréguliers soit des formes rappelant le contour des microlites d'épidote dans les schistes originels.

Il reste à mentionner dans l'ordre des éléments structuraux relictés la maclation suivant la loi de l'albite, intéressant seulement deux individus, forme d'association fréquente dans les schistes à porphyroblastes. La recrystallisation paraît donc conserver jusqu'à ces délicats détails, ce qui n'est pas à surprendre si l'on envisage le plagioclase comme un réseau greffé sur la structure originelle de l'albite.

Dans d'autres exemplaires la structure porphyroblastique est restreinte à certaines bandes; leur examen met en relief, par la grande variabilité struc-



turelle et même paragenétique, le caractère originel tufacé. Nous allons décrire quelques cas.

Une hornblende pargasitique (biréfringence positive, \angle c. $n_g = 18^\circ$, n_g - vert aune pale, n_m - vert pale, n_p - légèrement jaunâtre) forme la masse principale. Elle est associée à des paillettes sporadiques de biotite et à la magnétite. C'est cette dernière qui accuse la texture schisteuse par la disposition en rubans et trainées pulveriformes. On distingue de telles bandes presque dépourvues de plagioclase ainsi que des zones plagioclasiques, à développement porphyroblastique; d'autres zones lentilliformes sont constituées par un agrégat granulaire de cristaux de plagioclase, saupoudré de magnétite avec des agglomérations irrégulières de hornblende commune verte. Le développement local des cristaux de magnétite a pour conséquence la clarification des plagioclases.

D'autres bandes sont caractérisées par la présence et la prépondérance d'une diopside finement granulaire dans laquelle on observe de petits yeux de plagioclase bourrés de magnetite et de diopside. Ces yeux sont limités parfois par une couronne de magnétite mettant en relief le contour caractéristique de la hornblende.

On aperçoit encore, dans ces mêmes coupes, l'association du plagioclase avec le diopside et le grossulaire; les plagioclases forment de grands cristaux bourrés de microlites de diopside et de grossulaire, éventuellement de hornblende commune ou bien la trame plagioclasiqye supporte des agglomérations de diopside, de grossulaire et de magnétite.

Dans les cornéennes quartzzeuses, le quartz forme des bandes isolées, constituées de granules polygonales souvent allongées. Celles-ci alternent avec des bandes formées de cristaux fins de plagioclase et hornblende verte. Des yeux de plagioclase non homogènes, remplis d'inclusions de hornblende et magnetite, sont plutôt rares. On observe occasionnellement, à côté de grands cristaux de magnétite, des granules irrégulières de hématite. Le sphène est abondant, soit isolé ou bien en trainées parallèles à la schistosité. L'épidote forme des plages troubles. Les échantillons examinés sont remarquablement pauvres en magnétite, en comparaison avec les pièces dépourvues de quartz décrites ci-dessus.

Nous avons examiné encore des cornéennes quartzzeuses différentes de celles-ci. Le quartz pavimenteux y forme des bandes larges lentilliformes. En partie, le plagioclase présente un développement porphyroblastique et les cristaux sont entourés et traversés par des agrégats granulaires ou divergents d'augite commune. La hornblende est en nids formés d'individus sensiblement plus larges que l'augite. L'orthose est sporadique. La magnétite pulvérulente pigmente la masse entière de cette roche.

Les schistes albitiques et les schistes sérícito-cloriteux donnent des cornéennes différentes. Nous en avons examiné qui sont constituées par du quartz



et de l'oligoclase, de la biotite, de la cordiérite, du hypersthène et de la magnétite; leur structure est granoblastique. L'oligoclase, légèrement zoné et finement maclé suivant la loi de l'albite, est limité généralement par des contours idiomorphes. La biotite brune, en cristaux isolés ou agglomérés, est en partie métamorphisée avec perte de magnésie et de fer, en évoluant de cette façon vers un chimisme muscovitique; la muscovite même apparaît localement comme terme final de la transformation; les produits intermédiaires sont vert pâle (n_v - vert très pâle, n_p - incolore). La cordiérite, en prismes courts, et ses pseudomorphoses séricitiques sont fréquentes. Des grains irréguliers d'hypersthène (n_p - brunviolacé, n_g - vert pâle) se rencontrent d'une façon sporadique. La magnétite est en granules idiomorphes isolés ou bien en essais sur le fond de la pâte quartzo-feldspathique.

Le large développement de l'oligoclase conduit à des roches semblables à structure porphyroblastique.

D'autres cornéennes ont un contenu élevé en biotite (variété brun rouge) dépassant 30%. Ce sont des roches finement granulaires; la cordiérite y est fraîche et souvent maclée. La cordiérite, ainsi que le quartz, l'orthose et l'oligoclase, forment une masse granoblastique à structure en écumoire.

II. Dans l'auréole de la diorite de Găina, sur le versant oriental, nous avons rencontré le facies métamorphique d'une série argilo-marneuse d'âge crétacé.

Les marnes ont donné de belles diopsidites grenatifères grises. Le diopside s'y présente en microlites légèrement arrondies, formant le tissu compact de la roche, parsemé de rares cristaux de magnétite. Le grenat est en cristaux légèrement jaunâtres, à peine biréfringents, dépassant parfois 5 mm. Ils sont bourrés de microlites de diopside. La plupart des cristaux de grenat sont entourés d'une couronne de scapolite (largeur 0,5 mm), ayant environ 40% marialite. Ce scapolite est farci aussi de diopside (0,005—0,025 mm). Nous avons rencontré au voisinage des cornéennes à structure cristalloblastique, formés de quartz, labradore, diopside, biotite, magnétite, sphène et zircon. Le quartz et le labradore s'associent généralement, montrant une structure en écumoire. Le labradore est parfois idiomorphe et légèrement zoné. La biotite est brun rouge, xénomorphe, à peu près dépourvue d'inclusions. C'est le diopside qui, par sa tendance à former des agglomérations, rompt l'uniformité de l'aspect microscopique.

D'autres cornéennes sont encore plus pauvres en calcium et proviennent de schistes argileux. Le quartz y est abondant; l'orthose, légèrement perthitique forme des porphyroblastes xénomorphes ou bien cimente les grains de quartz. L'oligoclase (26% An) est rare. Le dense agrégat séricitique épigénise l'andalousite; on peut s'en rendre compte d'après leurs contours. Les feuillets de biotite forment parfois des agglomérations à noyau de magnétite.

Reçu le 25 mai 1948.



BIBLIOGRAPHIE

- I. JELINEK. Les roches éruptives banatiques des Monts du Bihor. *Bul. Laboratorului de Mineralogie Generală al Univ. Buc.*, 1937.
- P. ROZLOZNIK. Beiträge zur Geologie der Umgebung der Nagybihar. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst.* 1905.
- Über die metam. palaeozoischen Gesteine des Nagybihar. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst.* 1906.
 - Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bihargebirges zwischen Nagyhalmagy und Felsővidra. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anstalt.* 1906.
 - Neue Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Gesteine der Umgebung des Nagybihar. *Földtany Közlemény*, LXV, 1935.
-





Institutul Geologic al României

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE CRISTALLOCHIMIQUE DES NIOBATES

1. LE DIMORPHISME DES NIOBATES DE COBALT ET DE NICKEL

PAR

DAN GIUȘCĂ

Les composés du niobium sont particulièrement abondants dans certaines pegmatites apparentées aux granites alcalins. La plupart sont caractérisés par l'association d'un grand nombre d'éléments, ce qui a rendu souvent difficile l'établissement de formules chimiques appropriées. Le développement récent de la cristallographie a permis une interprétation raisonnable de leur chimisme, grâce à l'élaboration de formules structurales (Summenformeln), la plupart remarquablement simples. Dans ces composés le tantale et le titane se substituent partiellement au niobium. Il est rare de trouver des niobates dans lesquels ces deux éléments ne soient au moins décelables par les moyens ordinaires de l'analyse.

On a l'habitude de désigner par Z l'ensemble des positions occupées dans le réseau par ces éléments, auxquels il faut ajouter quelquefois le zircon. De la même façon la lettre Y symbolise les positions occupées par des cations tels que Mg, Fe, Mn, dont les grandeurs semblables permettent aussi leur substitution réciproque; si des cations plus grands régissent le chimisme, p. ex. Ca, Y, Th, U, Ce, c'est la lettre X qui couvrira leur distribution dans le réseau.

De cette façon une formule telle que YZ_2O_6 ou XZ_2O_6 représentera d'une manière générale un composé au chimisme complexe. Des substances comme $FeNb_2O_6$ ou $CaNb_2O_6$ en seront des cas particuliers. La valence des éléments vicariants peut changer; c'est l'ensemble des charges des ions Y et Z ou bien X et Z qui doit être satisfait. Les substances $YNbTiO_6$ ou bien $NaY(Nb_2O_6)_2$ illustrent ces cas simples de substitution.



La concentration géochimique de nombreux éléments dans les solutions pegmatitiques, jointe aux possibilités multiples de substitution dans le réseau des tantaloniobates, explique la grande variabilité chimique des minéraux correspondants. On a établi différentes espèces d'une façon parfois arbitraire, en réalisant des coupures conventionnelles dans la gamme des concentrations relatives des éléments constituants.

Les formules structurales décrivent le plus souvent d'une manière excellente la variation chimique des espèces liées au même schéma. Mais il faut retenir qu'elle ne tient pas compte des imperfections des réseaux, ni de la capacité d'adaptation de certains ions (p. ex. Al) dans des schémas de coordination différentes, ce qui rend possible leur distribution dans plusieurs catégories de positions différentes.

On désignera des cas concrets en utilisant les symboles habituels, p. ex.: (Y, Er, Ce, U, Pb, Ca) (Ti, Nb, Ta)₂ (O, OH)₆ pour l'euxenite. L'analyse chimique met souvent en évidence un composé dominant, YNbTiO₆, dans le cas de l'euxenite; on l'appelle le porteur de structure (Strukturträger). La substitution massive des ions X par les ions Y a un effet morphotropique. D'autre part, on a observé des structures différentes correspondant aux composés YZ₂O₆, c'est-à-dire le dimorphisme de ces substances. On connaît ainsi depuis longtemps la columbite rhombique et la mossite quadratique ayant le même chimisme (Fe,Mn) (Nb,Ta)₂O₆.

Les relations cristallographiques entre ces différentes espèces sont encore incertaines. Nous nous sommes proposés d'essayer à mieux saisir les changements morphotropiques par la synthèse d'une série de composés simples, dont la grandeur des cations varie régulièrement. Dans cette première note nous présentons les investigations concernant les niobates, titano-niobates et tantalates du type YZ₂O₆. Les recherches ont porté sur les composés suivants: AlNbTiO₆, NiNb₂O₆, CoNb₂O₆, FeNb₂O₆, MgNb₂O₆, ZnNb₂O₆, MnNb₂O₆, FeTa₂O₆, MnTa₂O₆, CoTa₂O₆.

La plupart ont été synthétisés par fusion des mélanges appropriés au moyen d'un petit arc électrique. Des synthèses par chauffage prolongé à des températures inférieures au point de fusion ont été aussi mises en œuvre. Tous les niobates cristallisent instantanément et se développent en individus dépassant même un millimètre, ce qui nous a facilité l'examen optique. Les substances obtenues ont été caractérisées par le spectre Debye-Scherrer. Nous avons utilisé une chambre Debye-Scherrer ou bien la chambre de Seeman-Bohlin. Etant donné le noircissement du film, dû au rayonnement secondaire, nous avons utilisé, selon le cas, une anticathode de cuivre ou de fer.

Nous avons mesuré directement les retardements dans les préparations en poudre à l'aide du compensateur de BEREK. Afin de calculer les biréfringences, nous avons déterminé les indices de réfraction par immersion



dans des mélanges de soufre et de sélénium. Dans les meilleures déterminations on doit considérer le second décimale comme exacte.

Les substances obtenues par fusion cristallisent en individus quadratiques ou rhombiques. La phase quadratique a été identifiée avec la structure de la mossite tandis que les substances rhombiques adoptent le réseau de la columbite. Ces deux structures régissent donc le domaine correspondant à une variation de 0,57 Å à 0,86 Å du rayon du cation. Le niobate naturel de Fe et Mn est dimorphe mais le caractère du polymorphisme n'est pas connu. Une inspection des analyses révèle que la modification quadratique est exempte ou contient très peu de manganèse, tandis que les points figuratifs des columbates et tantalates remplissent d'une façon assez uniforme le carré ayant pour sommets les quatre composés FeNb_2O_6 , MnNb_2O_6 , MnTa_2O_6 , FeTa_2O_6 . On n'est pas orienté, vu le nombre restreint des analyses des mossites et tapiolites, si la modification quadratique est restreinte au seul niobate de fer. Ce sont ces problèmes que nous tacherons d'éclaircir.

Nous avons réussi à obtenir les niobates de nickel et de cobalt dans les deux modifications. C'est le point central de la présente note. La modification obtenue par fusion de Nb_2O_5 et NiO est quadratique. Par chauffage aux environs de 1000°, bien au-dessous du point de fusion, on obtient la modification rhombique; la réaction paraît être complète au bout de quelques heures. Dans les mêmes conditions on obtient encore la modification rhombique par chauffage des cristaux quadratiques. Ces derniers, larges, se transforment rapidement en un agrégat irrégulier de cristaux allongés, très fins. Au bout de deux heures la transformation est complète dans les deux cas mais la transformation paramorphe du niobate de cobalt est bien plus rapide. On déduit de ces faits que la transformation est enantiotrope.

La modification de haute température du niobate de fer est quadratique et se rattachent intimement à la mossite. La modification du niobate de manganèse obtenue par fusion est rhombique. Nous n'avons pas réussi à obtenir la modification quadratique, ce qui est en accord avec les données minéralogiques. On connaît d'ailleurs des minéraux rhombiques $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ pauvres en manganèse. Tenant compte encore de la quasi-identité des rayons ioniques du fer et du cobalt et du dimorphisme du niobate de cobalt, on peut conclure que le niobate de fer est aussi dimorphe. Afin de préciser la limite de concentration dans la série $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$, pour laquelle les transformations polymorphes décrites sont encore possibles, nous avons synthétisé des cristaux mixtes ayant resp. 10% et 25% MnNb_2O_6 . Les premiers, obtenus par fusion, sont quadratiques, les seconds rhombiques; c'est donc aux environs de 15% MnNb_2O_6 que la modification quadratique n'est plus stable au point de fusion. Ceci rend compte du chimisme particulier de la mossite et rend improbable la découverte des mossites plus riches en manganèse.

DESCRIPTION DES SUBSTANCES SYNTHÉTISÉES

I. *Phases quadratiques*. Les cristaux quadratiques ont une tendance marquée à former des assemblages parallèles au faces du prisme quadratique. De tels feuilletts ont un contour frangé, délimité par les faces du prisme quadratique de l'autre espèce. Ces rubans s'associent encore en bandes parallèles ou rectangulaires, en créant de cette manière un dessin compliqué.

Tous les niobates sont caractérisés par une biréfringence positive très forte.

TABLEAU I

Les constantes optiques des phases quadratiques

AlNbTiO_4	$n_p = 2,32$	$n_g - n_p = 0,12$
NiNb_2O_6	$n_g = 2,45$	0,06
CoNb_2O_6	$n_g = 2,45$	0,06
CoTa_2O_6	$n_g = 2,45$	0,02

Le sel d'aluminium est incolore, le sel de nickel est vert. En sections très fines le polychroïsme de ce dernier est à peine accusé en teintes vert jaunâtres; en sections plus épaisses n_g - vert brun, n_p - vert jaunâtre. Le composé de cobalt est rouge foncé; le polychroïsme est imperceptible. En sections minces les cristaux sont jaunes; plus épais, ils apparaissent brun rouge et enfin rouges.

Le tantalate de cobalt se laisse tellement sous-refroidir que l'on obtient une perle vitreuse bleue par simple refroidissement à l'air de la substance fondue; sa cassure est conchoïdale. Si l'on ralentit la vitesse de refroidissement de manière que l'opération dure quelques minutes on obtient des cristaux quadratiques dans le même verre. La différence de réfringence est sensible. On peut dévitrifier entièrement les perles en les chauffant pendant deux heures à 1000° . On obtient de cette manière la même modification quadratique. Les cristaux sont bruns et polychroïques: n_g - brun violet, n_p - brun pâle. Ils s'associent régulièrement suivant les faces du prisme. La biréfringence est sensiblement plus basse en comparaison avec les niobates décrits.

On obtient aussi des verres ayant la composition du tantalate de fer; leur couleur est brun jaunâtre; les rares cristaux disséminés sont opaques et optiquement indéterminables.

Nous avons réuni dans les tableaux suivants les résultats röntgénographiques; chaque réflexe (hkl) est caractérisé par la valeur $\sin^2\theta \cdot 10^3$ et par son intensité (tft-très forte, f-forte, fb-faible, sans désignation-très faible)



TABLEAU II
Radiation du cuivre

hkl	<u>AlNbTiO₂</u>	<u>NiNb₂O₂</u>	<u>CoNb₂O₂</u>	<u>FeNb₂O₂</u>
531		956		
600		952 fb	940 fb	
152		947 ft	932 fb	
233		925 fb	911	913 fb
342		921 fb	906	
441		908		
530		902		
440		848	833	
133	889 tft	838 tft		834 fb
033	864 ft	818 ft		
422, 223	836 fb	790 ft	781 fg	786
250	821	771	763 fb	
151		754	745	
332	777 ft	732 ft	745 ft	729 ft
123	752 tft	711 ft	725 fb	702 fb
150	733 fb	693 fb	686	
042	721 fb	680 fb	675 fb	678
340		661		
013	639 fb	600 ft	606	
003	613		594 fb	593
240	561 fb	527 fb	525	525
132	551 tft	518 tft	515 ft	515 ft
		502	495 fb	
330	505 ft	474 fb	470 fb	470
222	495 ft	467 fb	460 fb	461
140	474 fb			
400	448 ft	422 fb	414 ft	
231	432 ft	407 ft	402 ft	405 fb
212	411			
022	381 ft	356 ft		
230	366	338		
131		327		
311	351			
112	337	315		
031	323 tft	303 tft	297 tft	301 tft
130	279 fb	256 fb	274 ft	

TABLEAU III
Radiation du fer

hkl	<u>FeNb₂O₆</u>	<u>(FeMn)Nb₂O₆</u>	<u>FeTa₂O₆</u>	<u>CoTa₂O₆</u>
				965
				962
				949
				946
240		840		837
132	816 fb	815 fb	821 ft	820 fb
				810 fb



(suite)				
hkl	FeNb ₂ O ₆	(FeMn)Nb ₂ O ₆	FeTa ₂ O ₆	CoTa ₂ O ₆
	783	780		797
330	758	751		749
222	734 fb	733 fb	737 fb	736 fb
400	663 fb	665 fb	670	
231	638 fb	640	645	640 fb
122	610		603	596
112			483	480 ft
031	474 ft	473 ft		473 ft
102	444 fb	445 ft		
130		415	417	417 fb
002	402 fb	397 fb	399 fb	395 fb
			351	349
				340 ft
121	308 tft	302 ft	312 ft	300 ft

A l'aide de ces données nous avons calculé les paramètres suivants:

TABLEAU IV

Les paramètres réticulaires des phases quadratiques

AlNbTiO ₆	$a = 4,59 \text{ \AA} \pm 0,03$	$c = 2,96 \text{ \AA} \pm 0,03$
NiNb ₂ O ₆	4,73	3,04
CoNb ₂ O ₆	4,75	3,05
FeNb ₂ O ₆	4,75	3,05
FeTa ₂ O ₆	4,72	3,06
CoTa ₂ O ₆	4,73	3,06
FeNb ₂ O ₆ + 10% MnNb ₂ O ₆	4,73	3,07

dont les valeurs marquent d'une façon satisfaisante le parallélisme avec les rayons ioniques Al — 0,57 Å, Ni — 0,78 Å, Co — 0,82 Å, Fe — 0,83 Å.

La phase quadratique possède la structure du rutile. Selon GOLDSCHMIDT ¹⁾, la mossite et la tapiolite possèdent une structure apparentée à celle du rutile. On sait que dans la maille du rutile les ions de titane occupent les sommets et le centre d'un prisme quadratique dont les arêtes ont pour valeurs $a = 4,58 \text{ \AA}$ et $c = 2,95 \text{ \AA}$. Les paramètres c de la mossite et de la tapiolite doivent être triplés en raison de la différenciation des positions occupées par les cations et les anions. Les ions de fer occupent les sommets et le centre d'une telle cellule triple, les ions de niobe et de tantale les autres positions correspondant aux ions de titane dans le rutile.

Le radiogramme de la mossite montre, selon ZACHARIASEN ¹⁾, les réflexes correspondant au rutile et une série de réflexes dus au triplement de la cellule. Les diagrammes des niobates, que nous avons exécutés, sont dépourvus de

¹⁾ V. M. GOLDSCHMIDT. Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. VI. 1926, p. 17



telles lignes; il est vrai que leur qualité n'a pas été toujours excellente. Nous pensons toutefois que les lignes n'auraient pu nous échapper. La seule ligne impossible à désigner à partir des paramètres du rutile ($\sin^2\theta \cdot 10^3 = 502$ pour le composé NiNb_2O_6) aurait le simbole (332) dans la maille triple. Malheureusement les détails du travail de ZACHARIASEN sur la mossite ne nous sont pas connus. Nous ne sommes pas en mesure d'apprécier le nombre et l'intensité des lignes supplémentaires dans le diagramme de poudre.

Nous croyons être plus près des résultats obtenus en considérant que dans les composés décrits les ions se répartissent d'une manière irrégulière dans le réseau ce qui a pour résultat, au point de vue röntgénographique, une maille moyenne identique à celle du rutile; le radiogramme est dépourvu par conséquent des lignes supplémentaires de la maille triple. Cela nous paraît plausible et nullement en contradiction avec les résultats de ZACHARIASEN si l'on tient compte que les synthèses ont été réalisées à des températures très hautes, où l'importance des différences de grandeur des rayons s'affaiblit; de plus, la cristallisation a lieu presque instantanément ce qui serait de nature à favoriser une répartition irrégulière des ions et la fixation d'une situation correspondant à la quasi-identité structurale de l'Al, Ti, Nb, resp. Ni, Nb, etc. Ces composés ne seraient donc pas des trirutiles, mais bien des rutiles moyens ou tout au plus des trirutiles imparfaits.

Phases rhombiques. Nous avons obtenu une partie des composés rhombiques par fusion des mélanges des oxides ou bien de l'oxide de niobium ou de tantale avec des sels à anion volatil. Ce sont: MgNb_2O_6 , ZnNb_2O_6 , MnNb_2O_6 et MnTa_2O_6 . Pour ces composés on ne connaît pas d'ailleurs de modification quadratique. Les modifications rhombiques des niobates de cobalt et de nickel ont été obtenues par sinterisation des oxides ou bien chauffage prolongé de la modification quadratique dans un four électrique vers 1000° . Dans ces conditions les cristaux obtenus sont beaucoup plus tenus, ayant généralement quelques millièmes de millimètre; cela rend difficile leur étude optique.

Les cristaux possèdent une direction de clivage excellent. Le plan des axes est perpendiculaire à cette direction. Le signe de la biréfringence est positif.

TABLEAU V

Les constantes optiques des phases rhombiques

MgNb_2O_6 . . .	$n_g = 2,28$	$n_g - n_p = 0,29$	$n_g - n_m = 0,18$	$n_m - n_p = 0,07$
ZnNb_2O_6 . . .	2,30	0,12	0,09	0,03
MnNb_2O_6 . . .	2,45	0,11		
CoNb_2O_6 . . .		0,08		



Afin de calculer les paramètres du réseau, nous avons utilisé les valeurs déterminées par J. H. STURDIVANT¹⁾ pour la columbite: $a = 5,08 \text{ \AA}$, $b = 14,24 \text{ \AA}$, $c = 5,73 \text{ \AA}$ et nous avons choisi les indices de quelques réflexes de manière à nous rapprocher le plus possible de ces valeurs pour le niobate

TABLEAU VI

Radiation du cuivre

hkl	MgNb ₂ O ₆	ZnNb ₂ O ₆
600	926 fb	926 fb
	892 fb	895 fb
	873	877 fb
	857	857
	845	844 fb
	828	829
	799	
	777	779
	762	
	741	740
006	725	
	707	711 fb
	692	693
	631	634 fb
	609 fb	612 fb
	592	
	538	
	518 fb	522 fb
	496 fb	501 fb
	479	479
0.12.0	463	470
	442	445
	422 ft	424 tft
	403	
	384	
004	309 fb	311 fb
	279 tft	282 tft
	251 fb	

de manganèse. De plus, nous avons essayé de calculer les indices d'un diagramme Debye-Scherrer du niobate de magnésium, particulièrement net, en tenant compte des intensités des réflexes de la columbite et des indices des réflexes du niobate de manganèse.

¹⁾ J. H. STURDIVANT. The crystal structure of columbite. *Ztsch. Krist.* 75, p. 88. 1930.



TABLEAU VII
Radiation du fer

hkl	CoNb ₂ O ₆	NiNb ₂ O ₆	MnNb ₂ O ₆	MnTa ₂ O ₆
	970			
	963 fb	972 fb	944	945
	943	953		
	939		909	
	926	939	896	
	914	921		
	910			
	902	913	881	877
	892 fb	902 fb		
	885	894	858	856
	875	886		
	862 fb	875 fb	839	
	829 fb	843 fb	803	800
	823 fb		785	
	792 ft	802 ft	770	766
460	764 fb	773 fb	753	746
	745	754 fb	726	720
	734			
	711	717 fb	699	
	677	691		
0.12.0	669	678 fb	657	652
	641	651	625	623
			679	
	579	598	565	558
	560	572		
	546		527	512
	499	513		
	490	499	483	473
	471	482		
004	450 tft	459 tft	440	438
	435	450	428	
091	408 fb	411 fb	403	392
	370 fb	377 fb		
	328 ft	338 ft	315	309
260	316 ft	327 ft		
	301 fb	304 fb		

C'est donc à l'aide des réflexes soulignés dans les tableaux VI et VII par leurs indices que nous avons calculé les paramètres suivants:

TABLEAU VIII
Constantes réticulaires des phases rhombiques

NiNb ₂ O ₆	$a = 4,98 \text{ \AA}$	$b = 14,10 \text{ \AA}$	$c = 5,74 \text{ \AA}$
CoNb ₂ O ₆	5,00	14,20	5,77
MgNb ₂ O ₆	5,00	14,22	5,82
ZnNb ₂ O ₆	5,00	14,20	5,80
MnNb ₂ O ₆	5,06	14,27	5,83
MnTa ₂ O ₆	5,07	14,39	5,83

Le tableau met bien en évidence, ici encore, des changements systématiques, en accord avec les grandeurs des anions. Seule exception fait le composé magnésien, ce qui ne doit pas surprendre, vu le caractère différent de sa structure électronique et par conséquent sa moindre polarisabilité au voisinage de l'anion fortement chargé. La précision des mesures ne dépasse guère 0,03 Å. Comme les dimensions des réseaux des niobates et tantalates de manganèse sont pratiquement identiques il s'ensuit que le rapport de leur poids spécifique doit être égal au rapport des poids moléculaires. C'est bien le cas, ainsi que l'on peut se rendre compte en utilisant les valeurs extrapolées par WHINCHELL¹⁾, dans le diagramme construit avec les données de MÜGGE.

Reçu le 25 mai 1948.

Travail exécuté dans le Laboratoire de
Minéralogie de l'Université de Bucarest.

¹⁾ N. H. WINCHELL and A. N. WINCHELL. Elements of optical Mineralogy. Part. II, p. 160.



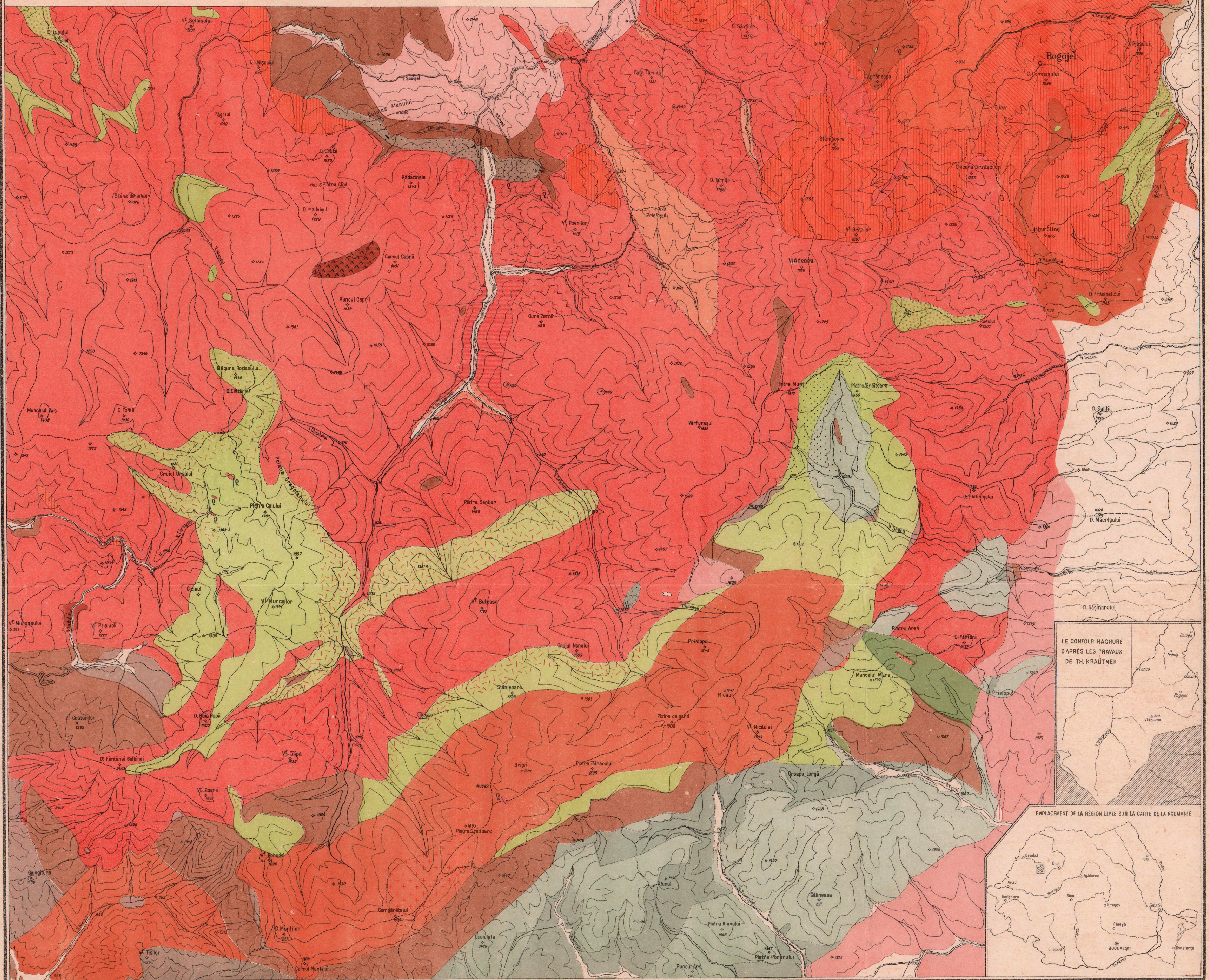
DAN GIUSCĂ
CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF ÉRUPTIF
DE LA
VLĂDEASA
MONTS DU BIHOR

LA ZONE MÉRIDIONALE D'APRÈS LES TRAVAUX DE TH. KRAÜTNER

ÉCHELLE
500 m 0 1 2 3 Km.

L É G E N D E

QUATÉNAIRE		Alluvions	BANATITES		Rhyolite microgranitique et rhyolites éoliennes		Crétacé supérieur
		Terrasses			Rhyolite de Vlădeasa		Malm
		Graviers			Rhyolite de Cîrpa		Lias
		Dacite			Rhyolite de Zerna		Trias
		Porphyre dioritique			Dacite de Pueni		Porphyres quartzifères permians
		Granodiorite			Dacite de Vișag		Permien
		Porphyre granodioritique			Dacite de Lunca		Schistes verts
		Porphyre microgranodioritique			Andalite pyrénienne de Compănău		Schistes cristallins
		Microgranite			Andalite		Bauxite et minerais de fer
		Granophyre			Agglomérats et tufs andésitiques, dacitiques, rhyolitiques		Aurifère de contact
					Brèches à éléments permians et ciment tufacé		



LE CONTOUR HACHURÉ
D'APRÈS LES TRAVAUX
DE TH. KRAÜTNER

EMPLACEMENT DE LA RÉGION LEVÉE SUR LA CARTE DE LA ROUMANIE

LES SÉDIMENTS MIOCÈNES DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE LA MOLDAVIE (DÉPART. DE DOROHOI, DE BOTOȘANI ET DE IASI)

, PAR

I. ATANASIU et N. MACAROVICI

SOMMAIRE

	Pag.
<i>Introduction</i>	269
<i>I. Stratigraphie</i>	270
<i>a) Le Tortonien</i>	270
<i>b) Le Buglovien (Sarmatien moyen)</i>	272
<i>c) Le Volhynien (Sarmatien inférieur)</i>	279
<i>d) Le Bessarabien</i>	290
<i>e) Le Khersonien (Sarmatien supérieur)</i>	302
<i>Bibliographie</i>	304
<i>II. La faune du Miocène supérieur du Nord de la Moldavie</i>	305
<i>a) Buglovien</i>	305
<i>b) Volhynien (Sarmatien inférieur)</i>	309
<i>c) Bessarabien (Sarmatien moyen)</i>	313
<i>Bibliographie (supplément pour la paléontologie)</i>	317

INTRODUCTION

Les renseignements géologiques sur le territoire qui s'étend entre le Prut et le Siret, au Nord de la latitude de Iași, sont assez sommaires. Les quelques études détaillées parues jusqu'à présent se rapportent en effet surtout aux régions périphériques. Ainsi I. SIMIONESCU, il y a plus de 40 ans, a étudié très soigneusement le versant droit de la vallée du Prut en aval de Mamor- nița jusqu'à Ștefănești; COBĂLCESCU, puis I. SIMIONESCU, R. SEVASTOS, M. DAVID et TH. VĂSCĂUȚANU, ont publié des mémoires très intéressants sur la



constitution géologique de la colline de Repedea et des environs de Iași; enfin, tout récemment, M. TUFESCU a fait des levés géologiques détaillés dans la partie occidentale de la région. Quant à la partie centrale, c'est-à-dire la majeure partie du territoire appartenant aux départements de Iași, Botoșani et Dorohoi, elle paraît avoir été constamment évitée par les géologues. C'est probablement la pénurie d'affleurements, normale d'ailleurs dans une région de basses collines, constituées presque exclusivement par des dépôts argilo-marneux non plissés, la cause de ce manque d'intérêt de la part des auteurs. En 1938 et 1939 M. MACAROVICI a essayé de combler cette importante lacune de nos connaissances sur la géologie de la Moldavie. En parcourant la région suivant des itinéraires assez serrés, il a fait premièrement, un inventaire plus complet des affleurements fossilifères; il en a, en même temps, rapporté des coupes géologiques et aussi des formes fossiles, utiles à une reprise de la stratigraphie. A cette occasion, M. MACAROVICI a justement constaté que sur de vastes étendues, surtout dans la région où il devait trouver la limite entre le Volhynien et le Bessarabien, les affleurements fossilifères semblent être excessivement rares.

Les recherches effectuées jusqu'à ce jour ont montré que dans la région qui nous intéresse le Miocène est représenté par au moins quatre de ses subdivisions: le Tortonien, le Buglovien, le Volhynien (Sarmatien inférieur) et le Bessarabien (Sarmatien moyen). Si l'existence de ces unités stratigraphiques ne fait plus de doute nous ne sommes cependant que très imparfaitement renseignés à l'heure actuelle sur leur contenu et sur leurs aires de répartition.

Dans les pages qui suivent, nous essayons de préciser, aussi bien d'après les données recueillies par M. MACAROVICI que d'après les informations plus anciennes déjà publiées, les limites stratigraphiques, les formes fossiles caractéristiques et autant que possible, l'extension géographique de ces quatre subdivisions du Miocène.

I. STRATIGRAPHIE ¹⁾

a) LE TORTONIEN

Cet étage affleure seulement le long du Prut et c'est à I. SIMIONESCU que nous devons les premières informations détaillées sur ces dépôts.

Le point le plus septentrional où il a constaté la présence du Tortonien c'est Dealul Gurmazu à l'E de Ivăncăuți.

Le niveau le plus bas est représenté par un banc de gypse, à importance visible de 3—4 m: il est suivi par des calcaires à Lithothamnium, montrant

¹⁾ Voir bibliographie page 304



à leur base une intercalation sableuse (3—4 m) et, au sommet, des marnes à *Pecten neumayri* HILB.

En aval, le gypse est visible jusqu'à Cuslău. Il s'agit sans doute d'un accident local dans le Tortonien car on ne le retrouve plus vers l'Est.

Une coupe géologique plus complète dans le Tortonien a été levée par SIMIONESCU, à Crasnaleuca (fig. 1). Les couches visibles dans cette coupe sont les suivantes:

Les couches 1—5 appartiennent incontestablement au Tortonien. La position stratigraphique des couches 6 et 7, non fossilifères, est jusqu'à présent imprécise. Elles forment le passage du Tortonien au Buglovien. La couche 8 appartient certainement au Buglovien car, ainsi qu'on le verra par la suite, ces calcaires vacuolaires renferment assez souvent *Cardium ruthenicum* HILB. qui en est caractéristique.

Si nous acceptons comme tortoniennes seulement les couches 1—5, comme d'ailleurs le fait aussi SIMIONESCU (1, p. 20), l'épaisseur de l'étage dépasse ici à peine 20 m. Sa faune est assez pauvre:

Ostrea digitalina EICHW.

Pecten substriatus M. HÖRN.

* » *neumayri* HILB.

» *gloriamaris* DUB.

* » *elegans* ANDRZ.

* » *lilli* PUSCH

Isocardia sp.

Cerithium sp.

* *Megerlea truncata* GMEL.

* *Argiope squamata* EICHW.

Bryozoaires

Clypeaster sp.

Foraminifères (26 espèces)

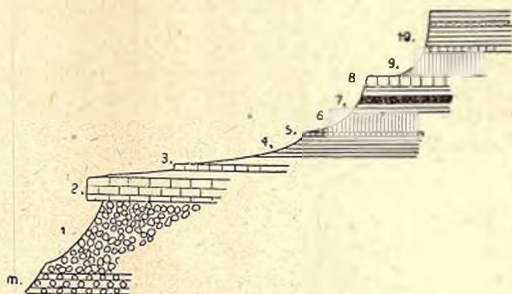


Fig. 1. — Reproduction exacte d'après I. SIMIONESCU de la coupe géologique du Tortonien à Crasnaleuca.

10. Alternance de grès et de sables (au toit).
9. Marnes friables couronnées par une mince couche de calcaire.
8. Calcaires caverneux.
7. Grès.
6. Argile smectique.
5. Marnes à *Pecten lilli* PUSCH.
4. Marnes à *Lithothamnium*.
3. Calcaires alternant avec des marnes.
2. Calcaires compacts à *Lithothamnium*.
1. Conglomérat à silex.
- m. Crétacé.

Les formes marquées d'un astérisque ont été figurées (2).

Ni SIMIONESCU ni M. MACAROVICI n'ont trouvé des coupes géologiques qui permettent de suivre le passage de la faune tortonienne à celle du Buglovien.

Quelques kilomètres en aval de Mitoc, le Tortonien plonge sous le niveau des eaux du Prut.

Pour compléter ces données, nous ajoutons que le Tortonien a été percé par le sondage de Socola près de Iași (1927) entre 274 et 342 m (3). Surtout les marnes calcaires traversées entre 274 et 327 m y ont fourni une riche faune de *Foraminifères* (75 espèces), puis des restes d'*Echinides*, de *Vers*, de *Bryozoaires* et des petits *Crustacés*. Les Echinides n'étant pas connus jusqu'à présent dans le Buglovien, nous admettons qu'au moins depuis 274 m de profondeur le sondage a pénétré dans le Tortonien.

En résumé, nous constatons que, dans la partie septentrionale de la Moldavie, le Tortonien est représenté par trois faciès différents:

1. Un faciès à gypse, peu développé en Moldavie, mais qui d'après d'autres données, s'étend sur une surface assez considérable plus au Nord, entre le Prut et le Dniester (4).

2. Un faciès calcaire, dont les sédiments, en majeure partie constitués par des calcaires à Lithothamnium, dépassent à peine 20 mètres d'épaisseur. Très bien représentés vers l'Est, les calcaires à Lithothamnium disparaissent fort probablement assez vite vers l'Ouest, car dans le sondage de Socola on ne les a plus rencontrés.

3. Un faciès argilo-marneux à Foraminifères qui remplace vers l'Ouest les deux autres faciès.

b) LE BUGLOVIEN

C'est M. le Prof. DAVID (5.p.244) qui, le premier, a supposé l'existence du Buglovien en Moldavie septentrionale. A Osoiu (Dép. de Iași), à 260—70 m d'altitude, dans les « argiles basales » qui supportent les sables et les calcaires de Repedea, il a déterminé:

Mactra fragilis var. *buglovensis* LASK.

Ervilia podolica var. *dissita* EICHW.

» *trigonula* SOKOL.

Modiola sp.

Dans un autre affleurement fossilifère (Drăcseni, Dép. de Vaslui), aux mêmes formes s'ajoute aussi *Cardium* cfr. *obsoletum*.

Plus tard (6, p. 169), M. DAVID fut d'avis de considérer comme bugloviennes seulement les couches se trouvant immédiatement au-dessous des



calcaires de Repedea. Ce sont des argiles sableuses (qui sont parfois de vrais sables), de couleur grise ou brune et dont l'épaisseur ne dépasse pas 60 m. Ainsi la majeure partie des « argiles basales » devrait être classée dans le deuxième étage méditerranéen.

Le Buglovien ainsi délimité contient d'après M. DAVID, outre les formes fossiles déjà mentionnées, les suivantes :

Maetra cfr. *podolica* EICHW. (petite taille)

Tapes sp. (petite taille)

Cardium cfr. *scyloiticum* SOKOL.

Modiola submarginata LASK.

Donax cfr. *rutrum* SOKOL.

Solen subfragilis EICHW.

Phollas sp. (très grande taille)

Trochus angulatus EICHW.

Mohrensternia inflata ANDR.

» *angulata* EICHW.

Hydrobia sp.

Si de cette liste on prend uniquement en considération les espèces dont la détermination est donnée comme certaine, on peut faire les observations suivantes :

Trochus angulatus EICHW. et *Solen subfragilis* EICHW. ne sont pas mentionnées dans les gisements classiques pour le Buglovien : elles sont indiquées seulement depuis le Volhynien ; nous ajoutons qu'en Moldavie elles manquent aussi dans le Volhynien.

Ervilia dissita EICHW. existe au moins dans le Volhynien si ce n'est aussi dans le Bessarabien.

Mohrensternia inflata ANDR. et *M. angulata* EICHW. sont mentionnées par SIMIONESCU dans le Volhynien.

Ces formes ne peuvent prouver l'existence du Buglovien. Restent seulement trois formes intéressantes :

Maetra fragilis var. *buglovensis* LASK. (fréquente)

Ervilia trigonula SOKOL. (rare)

Modiola submarginata SOKOL. (très rare)

Maetra fragilis var. *buglovensis* LASK. est très proche de *M. fragilis* LASK., dont elle ne diffère que par des côtes radiales très fines sur la partie postérieure de la coquille. Si cette particularité n'est pas évidente, et qu'on soit obligé de faire la détermination seulement d'après le contour, il est très difficile, si non impossible, de distinguer la variété « buglovensis ». D'autre part, si cette variété est, d'après LASKAREV, caractéristique pour le Buglovien, *M. fragilis* monte jusque dans le Bessarabien (7, p. 156).



Ervilia trigonula SOKOL. se distingue aussi, et surtout quand les formes sont de petite taille, assez difficilement de *E. dissita*. D'ailleurs M. DAVID lui-même hésite parfois dans cette détermination. Ainsi, à Coasta Bârnovei sont mentionnées « des petites *Ervilia* du type *trigonula* », et c'est seulement à Osoi et Slobozia-Cantemir que la détermination est donnée comme certaine.

Modiola submarginata LASK. est très délicate à séparer des exemplaires larges de *M. marginata* (7, p. 136), forme assez fréquente dans le Bessarabien, à Kichinev (U.R.S.S.).

La grande difficulté qu'on éprouve à déterminer ces formes, surtout quand le matériel n'est pas très abondant et bien conservé et le fait qu'elles apparaissent associées à des espèces communes surtout dans le Sarmatien, seraient déjà des arguments presque suffisants pour suggérer des doutes sur l'âge buglovien de la partie supérieure des « argiles basales ». Si l'on ajoute encore le fait que dans cette même argile basale, et dans des couches de beaucoup plus profondes (à environ 40 m d'altitude, c'est-à-dire de 250 m plus bas que le niveau exploré par M. DAVID) VĂSCĂUȚANU (8) a pu déterminer une faune bessarabienne, nos doutes sur l'âge de ces argiles paraissent encore plus justifiés.

Si quelque accident tectonique assez important ne s'interpose entre Ungheni et la colline de Repedea, on est presque obligé par les faits de classer dans le Bessarabien toute l'« argile basale » qui affleure au-dessus du niveau du Prut à Ungheni et à plus forte raison, plus au Sud.

En tous cas, un doute sur la présence du Buglovien à la base des calcaires de Repedea et dans la région située au Sud de la vallée du Bahlui est pleinement justifié, et c'est pour cette raison que, au moins jusqu'aux preuves plus concluantes, nous évitons d'indiquer « l'argile basale » comme un représentant du Buglovien.

Des dépôts dont l'âge buglovien soit probable affleurent dans le versant droit du Prut, seulement bien plus au Nord. Ce sont les « Calcaires de Stâncă », depuis longtemps connus.

MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU, après l'étude de nombreuses coupes, sont arrivés à la conclusion que la majeure partie des calcaires toltriques représente un faciès récifal du Buglovien. Ce fait est vrai aussi pour les « Calcaires de Stâncă », qui ne sont que le prolongement, au delà du Prut, de ces calcaires toltriques.

Le point le plus méridional où de pareils calcaires affleurent sur la rive droite du Prut, c'est le rocher de Stâncă, près Ștefănești. I. SIMIONESCU (1, p. 15), en a déterminé :

Modiola navicula DUB.

Cardium protractum EICHW.

» » var. *ruthenicum* HILB.



Cardium cfr. *irregulare* EICHW.

Ostrea sp.

Rissoa inflata ANDRZ.

Hydrobia ventrosa MONTF.

Bulla sp.

Eschara lapidosa PALL.

Microporella terrebra SINZ.

Serpula gregalis EICHW.

La récente révision de cette faunule par M. MACAROVICI, apporte de légères modifications, concernant surtout les Cardiidés. La seule espèce qu'il ne reconnaît pas c'est *Cardium* cfr. *irregulare* EICHW.: il détermine cette forme comme *C. obsoletiformis* KOLESN.

Cardium protractum EICHW. est considéré comme synonyme de *C. lithopodolicum* DUB.; quant à la variété *ruthenica*, elle est considérée comme espèce. Ainsi modifiée, la liste des Cardiidés du « Calcaire de Stâncă » est la suivante:

Cardium lithopodolicum DUB. (= *C. protractum* EICHW.)

Cardium ruthenicum HILB. (= *C. protr.* var. *ruthenica* LASK.)

Cardium obsoletiformis KOLESN.

Comme forme nouvelle, M. MACAROVICI ajoute *Modiola sarmatica* GATUEV.

D'après ces formes fossiles SIMIONESCU range les « Calcaires de Stâncă » dans le Sarmatien inférieur, opinion parfaitement justifiée à cette époque (1901), quand le Buglovien n'était pas encore séparé.

Le rapport des calcaires avec les autres dépôts néogènes n'est pas visible à Stâncă où une terrasse épaisse de près de 30 m, constituée en majeure partie par du lehm, avec un peu de gravier à la base, recouvre les calcaires. La base de cette terrasse se trouve à l'altitude d'environ 100 m (35 m au-dessus du niveau des eaux du Prut).

En amont de Stâncă, au-dessous de la terrasse, à environ 100—110 m d'altitude, sont visibles des marnes jaunes, fort probablement supérieures comme position stratigraphique aux calcaires. Elles ne contiennent pas de fossiles. Les mêmes marnes, toujours non fossilifères, sont visibles aussi vers l'Ouest, le long des ruisseaux Popoaia et Bașeu, où elles occasionnent de grands glissements de terrain et sont très souvent couvertes de riches efflorescences salines.

Entre Râșca et Lihnești on rencontre le long du Prut des argiles qui contiennent d'après M. MACAROVICI:

Cardium ruthenicum HILB.

» *obsoletiformis* KOLESN.



Ervilia podolica EICHW.

» » var. *dissita* EICHW.

» » aff. var. *concinna* EICHW.

Plus loin vers le N et toujours le long du Prut, en amont du village Lihnești, M. MACAROVICI a trouvé les mêmes « Calcaires de Stâncă », reposant sur des argiles à *Cardium barbotensis* n. sp.

C'est probablement le *Cardium* signalé par SIMIONESCU (1, p. 15).

A Movila Ruptă, selon les observations de M. MACAROVICI, les calcaires qui dépassent seulement de 10 m le niveau des eaux du Prut, passent latéralement à des marnes blanches. Ces mêmes marnes recouvrent aussi les calcaires et s'élèvent jusqu'à l'altitude de 95 m (20 m au-dessus du niveau du Prut). Il est donc évident que les marnes blanches représentent un faciès latéral des calcaires.

Dans les marnes blanches et les calcaires de Movila Ruptă, M. MACAROVICI a déterminé:

Modiola sarmatica GATUEV

» *navicula* DUB.

Cardium ruthenicum HILB.

» *obsoletiformis* KOLESN.

Serpula gregalis EICHW.

Les marnes blanches supportent une couche peu épaisse de marnes verdâtres, au-dessus desquelles suivent des marnes jaunes semblables aux marnes à efflorescences salines de Stâncă. Au sommet de la colline Ripiceni (223,3 m), apparaissent déjà des sables, de sorte que l'épaisseur des marnes jaunes dépasse à peine 100 m.

A Stâncă Ripiceni, c'est toujours M. MACAROVICI qui constate l'existence d'une argile bleue à la base des calcaires. Au contact de l'argile, le calcaire est friable et contient: *Cardium ruthenicum* HILB. et *Serpula* sp.

Au sommet du rocher, le même calcaire désagrégé par l'altération, a fourni, en dehors des formes déjà mentionnées, les suivantes:

Modiola sarmatica GATUEV

» *navicula* DUB.

Cardium lithopodolicum DUB.

I. SIMIONESCU (1, p. 14) a constaté l'existence des calcaires aussi dans la vallée du Volovăț et jusqu'au village de Bold.

A Manoleasa-Prut, au-dessous de la cote 112, M. MACAROVICI a trouvé les mêmes calcaires qui offrent: *Modiola sarmatica* GATUEV et *Cardium ruthenicum* HILB.

Ces calcaires reposent sur des roches calcaires d'âge méditerranéen qui affleurent dans le village et dépassent à peine le niveau des eaux du Prut.



Le rocher dit « Stâncă lui Botez » est aussi un récif buglovien dont le calcaire contient:

Modiola sarmatica GATUEV

» sp.

Cardium ruthenicum HILB.

Bulla sp.

A Livenii Vechi, il y a un autre rocher de même nature; on y trouve toujours *Cardium ruthenicum* HILB.

En amont de ce point, on ne connaît plus de vrais récifs sur le rivage occidental du Prut. Il est très probable que le calcaire récifal compact y soit remplacé par le banc de calcaire caverneux, épais de 3—4 m, que SIMIONESCU avait dénommé « Calcar scorbuos ». C'est à Livenii Noi qu'on rencontre, en remontant le rivage occidental du Prut, le premier affleurement de ce calcaire.

Au Sud de Mitoc (Pârâul lui Istrati), M. MACAROVICI a levé la coupe géologique suivante (fig. 2):

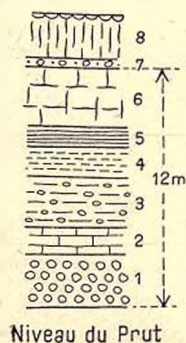


Fig. 2. — Coupe géologique près Mitoc.

- 1, conglomérat à silex;
- 2, calcaire en plaquettes;
- 3, marnes à Lithothamnium;
- 4, grès marneux;
- 5, marnes;
- 6, calcaire caverneux;
- 7, gravier de terrasse;
- 8, lehm.

Les couches 1, 2 et 3 appartiennent certainement au Tortonien, tandis que le calcaire caverneux (6) revient au Buglovien: il contient, en effet, *Modiola sarmatica* GATUEV et *Cardium ruthenicum* HILB.

Nous avons des doutes en ce qui concerne les couches 4 et 5.

Si l'on remonte le ruisseau appelé Pârâul lui Istrati, on rencontre vers sa source des marnes à minces intercalations gréseuses de couleur chocolat, qui correspondent fort probablement aux couches de grès rouge, visibles en amont, dans le Volhynien. Elles contiennent *Ervilia podolica* EICHW. et *Ervilia podolica* var. *dissita* EICHW.

Dans la vallée du ruisseau Gireni (Apa Giurgiului), les calcaires caverneux à *Serpula* affleurent, d'après SIMIONESCU, à Iazul Morii Mitoc et à la cote 121 (près Mitoc).

La couche la plus inférieure affleurant dans la région est une argile sméctique. Plus au Nord, cette argile repose comme on l'a déjà vu, sur les marnes tortoniennes à *Pecten lilli* PUSCH.

Les calcaires caverneux sont encore mentionnés, toujours par SIMIONESCU (1, p. 13), à Gireni lui Curt et à Crasnaleuca (près de l'ancien poste-frontière No. 51).

Ils sont toujours recouverts par des marnes dont l'âge est imprécis, mais qui supportent des grès et des sables fort probablement volhyniens.

A Cotul Zamca, les calcaires caverneux disparaissent; à leur place on

rencontre, dans les profils géologiques, des marnes blanchâtres non fossilifères. C'est le point le plus septentrional, sur le rivage occidental du Prut, où l'on puisse supposer l'existence du Buglovien. En amont de Rădăuți, en effet, ni les informations publiées par I. SIMIONESCU, ni celles fournies par M. N. MACAROVICI n'apportent plus des indications sur la présence de cet étage.

De ce qui précède, on peut conclure que, à droite du Prut, le Buglovien est représenté surtout par des calcaires à *Serpula* et *Bryozoaires* qui forment des récifs intercalés dans une série plutôt marneuse.

A la base des calcaires, on mentionne parfois des argiles à *Cardium barbotensis* MACAROVICI, qui appartiennent fort probablement, elles aussi, au Buglovien (Lihnești).

Latéralement, les calcaires compacts passent à des calcaires caverneux et des marnes blanchâtres qui contiennent *Cardium ruthenicum* HILB.

Le toit des calcaires est formé toujours par des marnes, dans lesquelles, en dehors de *Cardium ruthenicum* HILB. il y a aussi *Ervilia podolica* EICHW. avec quelques variétés.

La faune recueillie jusqu'à présent dans les sédiments que nous classons dans le Buglovien est donc constituée par les formes suivantes:

NOM DES ESPÈCES	Calcaire	Marnes
<i>Modiola navicula</i> DUB.	+	
» <i>sarmatica</i> GATUEV	+	+
<i>Ervilia podolica</i> EICHW.		+
» » var. <i>dissita</i> EICHW.		+
» » » <i>concinna</i> EICHW.		+
<i>Cardium obsoletiformis</i> KOLEN	+	
» <i>barbotensis</i> MAC.		+
» <i>lithopodolicum</i> DUB.	+	
» <i>ruthenicum</i> HILB.	+	+
<i>Ostrea</i> sp.	+	
<i>Mohrensternia inflata</i> ANDRZ.	+	
<i>Hydrobia ventrosa</i> MONTF.	+	
<i>Bulla</i> sp.	+	
<i>Serpula gregalis</i> EICHW.	+	
<i>Eschara lapidosa</i> PALL.	+	
<i>Microporella terrebra</i> SINZ.	+	



Il s'ensuit que nous connaissons, le long du Prut, à peu près exclusivement les représentants de la faune récifale, calcophile, du Buglovien. Comme représentants de la faune vaseuse, nous n'avons que les genres *Modiola*, *Ervilia* et *Cardium*, avec 6 espèces ou variétés. L'image de la faune est donc tout à fait incomplète et surtout déformée par rapport aux faunes « normales » des endroits classiques.

La forme la plus fréquente et la plus caractéristique, c'est *Cardium ruthenicum* HILBER.

Ne sont pas connues jusqu'à présent, ni dans le Tortonien ni dans le Sarmatien de la Moldavie, et peuvent par conséquent être considérées comme caractéristiques pour le Buglovien, les formes suivantes :

Ervilia podolica var. *concinna* EICHW. (très rare dans le Volhynien)

Cardium barbotensis MAC.

» *lithopodolicum* DUB.

» *ruthenicum* HILB.

c) LE VOLHYNIEN (SARMATIEN INFÉRIEUR)

C'est à I. SIMIONESCU (1, p. 21, 9, p. 32) que revient le mérite d'avoir prouvé l'existence du Volhynien en Moldavie. C'est d'ailleurs encore SIMIONESCU qui a introduit le terme de Volhynien, pour désigner la partie inférieure du Sarmatien, partie pour laquelle on employait en U. R. S. S. les dénominations de « Couches à *Ervilia* », ou « Horizon inférieur ». Seulement, l'extension qu'il donnait à ce terme apparaît aujourd'hui un peu large.

Nous avons déjà montré (13, p. 148; 14, p. 21) que l'âge volhynien des oolithes de Repedea est discutable, et que c'est plutôt dans le Bessarabien qu'il faudrait ranger ces dépôts. Nous éliminerons donc du Volhynien tous les calcaires oolithiques du type Repedea.

D'autre part, en admettant l'âge buglovien pour le calcaire de Stâncă, nous diminuons encore le contenu du « Volhynien » tel qu'il a été conçu par SIMIONESCU.

Les informations les plus riches concernant la faune du Volhynien ainsi restreint, ont été fournies par SIMIONESCU, qui a déterminé les exemplaires provenant des points fossilifères situés le long du Prut, dans le district de Dorohoi (Bajura, Teioasa, Ivăncăuți, Cuslău et Horodîstea).

A Bajura et à Teioasa, la couche fossilifère est intercalée dans des argiles qui représentent très probablement un niveau plus bas que les sables et les

grès de Ivăncăuți et de Horodiștea. Voici la liste des formes déterminées par SIMIONESCU (2, 7) dans les argiles et les grès:

NOM DES ESPÈCES	Argiles (Bajura Teoasa)	Grès (Ivăncăuți Horodiștea)	
<i>Modiola navicula</i> DUB.	+		(7, p. 136)
<i>Ervilia podolica</i> EICHW.	+	+	(2, p. 15)
<i>Syndesmya reflexa</i> EICHW.	+	+	(2, p. 14)
<i>Mactra variabilis</i> SINZ.	+	+	D'après MACAROVICI, <i>Mactra Eichwaldi</i> LASK. (non. KOLESN. 1925)
<i>Cardium irregulare</i> EICHW. p. p.	+	+	
» <i>latesculatum</i> MUNST. p. p.		+	D'après MAC., <i>C. gracile</i> PUSCH
<i>Cerithium mitrale</i> var. <i>ștefănescui</i> FONT.	+	+	D'après SIMIONESCU (7, p. 88)
» <i>nodosoplicatum</i> M. H. (Slobozia)		+	Id. (7, p. 98)
» <i>lignitarum</i> EICHW.		+	Id. (7, p. 75)
» <i>mitrale</i> EICHW.		+	Id. (7, p. 85)
» <i>disjunctum</i> SOW.		+	Id. (7, p. 77)
» <i>bicostatum</i> EICHW.			Id. (7, p. 88)
<i>Trochus pictus</i> EICHW.	+	+	Id. (7, p. 52)
<i>Hydrobia ventrosa</i> MONTF.	+	+	Id. (2, p. 19)
» <i>frauenfeldi</i> M. H.	+		Id. (2, p. 20)
<i>Mohrensternia angulata</i> EICHW.	+	+	Id. (7, p. 71)
» <i>pseudoangulata</i> HILB.	+		Id. Id.
» <i>inflata</i> ANDRZ.	+	+	Id. (7, p. 72)
» <i>pseudoinflata</i> HILB.	+		Id. (7, p. 71)
<i>Bulla lajonkairiana</i> BAST.	+	+	Id. (2, p. 25)
» <i>convoluta</i> BROCC.	+		Id. Id.
<i>Serpula</i> sp.		+	

Ce sont des sédiments qui appartiennent indubitablement au Volhynien et, la seule différence qu'on remarque entre les deux niveaux, c'est l'abondance des *Cérithes* dans les grès.



La révision des déterminations due à M. MACAROVICI touche seulement les formes:

Mactra variabilis SINZ. (= *M. eichwaldi* LASK., non KOLESN., 1925).

Cardium irregulare EICHW. (partim; pl. I, fig. 8 = ? *Card. obsoletiformis* KOLESN.)

» *latesulcatum* MÜNST. (partim; p. I, fig. 9 = ? *Card. barboti* R. HOERNES).

» *irregulare* EICHW. (partim; pl. I, fig. 11 = ? *Card. obsoletum* EICHW.).

Dans la partie occidentale du département de Dorohoi, vers le faite des eaux qui sépare les bassins du Prut et du Siret, M. MACAROVICI a trouvé tout récemment, dans des sables et des grès, plusieurs points fossilifères. Voici ces points:

Darabani, à 220 m d'altitude,

Cardium gracile PUSCH (*C. plicatum* EICHW.)

Arbora, à 200 m d'altitude,

Ervilia podolica EICHW.

Cardium sp.

Cerithium mitrale var. *ștefănescui* FONT.

Hudeștii Mari, dans les conglomérats,

Ervilia podolica EICHW.

Cardium gracile PUSCH.

Tapes sp. (? *naviculatus* ANDR.)

Cerithium mitrale var. *ștefănescui* FONT.

Hydrobia sp.

Neritina sp.

Bulla sp.

Baranca près Herța, à 220 m d'altitude,

Ervilia podolica EICHW.

» » var. *dissita* EICHW.

Serpula sp.

Poiana, à 220 m d'altitude,

Modiola aff. *sarmatica* GAT.

Ervilia podolica EICHW.

» » var. *dissita* EICHW.

Mactra eichwaldi LASKAREV (non KOLESN. 1925)

Cardium gracile PUSCH

Cerithium cfr. *disjunctum* SOW.



Pomârla,

Ervilia podolica EICHW.» » var. *dissita* EICHW.*Mactra eichwaldi* LASK. (non KOLESN. 1925)*Cardium gracile* PUSCH*Cerithium* sp.

Hilișenii-Gafencu, à 220—240 m d'altitude,

Ervilia podolica var. *dissita* EICHW.*Tapes vitalianus* D'ORB. var. *infrasarmatica* ANDR.» *naviculatus* (R. HÖRN.) ANDR.

Șendriceni, à 220 m d'altitude,

Ervilia podolica var. *dissita* EICHW.*Cardium gracile* PUSCH*Donax dentiger* EICHW.*Tapes* sp.*Buccinum* sp.

Ruși,

Modiola sp.*Ervilia podolica* EICHW.» » var. *dissita* EICHW.*Cardium obsoletum* EICHW.*Donax dentiger* EICHW.

Ipoțești, à 210—220 m d'altitude, grès à :

Modiola sp.*Ervilia podolica* var. *dissita* EICHW.*Cardium gracile* PUSCH» aff. *obsoletum* EICHW.*Mactra* sp. cfr. *eichwaldi* LASK. (non KOLESN. 1925)*Buccinum* sp.*Bulla* sp.

Les mêmes grès, exploités dans les carrières, se retrouvent à Stănești, où ils n'ont pas fourni des restes fossiles. Plus loin vers le S, c'est à M. V. TUFESCU (10) que nous devons quelques informations sur d'autres points fossilifères. Ainsi :

A Orășeni, dans le flanc de la coline Dealul Viei, à 220—240 m d'altitude, il y a des grès à :

Ervilia podolica EICHW. et *Cardium* sp.

A Băiceni (Dealul Arici), à 220 m d'altitude, les mêmes grès ont fourni:

Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.

Cerithium mitrale EICHW.

A Curtești, à 130—150 m d'altitude et toujours dans des grès, on trouve:

Ervilia podolica EICHW.

Cardium obsoletum EICHW.

» *gracile* PUSCH

Donax lucidus EICHW.

Tapes gregarius PARTSCH

Macra sp.

Cerithium mitrale EICHW.

Hydrobia frauenfeldi M. HÖRN.

Près Botoșani, à Bariera Curteștilor, SIMIONESCU mentionne, dans des grès situés à la même altitude que ceux de Curtești:

Ervilia podolica EICHW.

Cardium obsoletum EICHW.

Tapes gregarius PARTSCH

Macra sp.

Cerithium disjunctum SOW.

» *mitrale* EICHW. (7, p. 85)

Trochus sp.

M. TUFESCU ajoute à cette liste:

Modiola navicula DUB.

Hydrobia frauenfeldi M. HÖRN.

Dans les grès de Valea Unguroaia et de Curmătura M. TUFESCU a récolté:

Modiola navicula DUB.

Ervilia podolica EICHW.

» » var. *dissita* EICHW.

Cardium gracile PUSCH.

» » var. *kasinkense* KOLESN.

» *obsoletum* EICHW.

Tapes sp.

Donax sp.

Hydrobia frauenfeldi M. HÖRN.

» *ventrosa* MONTF.

M. TUFESCU, fondé sur la détermination erronée de *Cardium gracile* var. *kasinkense* KOLESN. et de *Ervilia podolica* var. *dissita* EICHW. (déterminés comme *Cardium lithopodolicum* DUB. et *Ervilia pusilla* PHIL.) attribuait ces grès au Buglovien.

Plus loin encore et toujours vers le S, dans la région des sources du Bahlui, 360 m d'altitude, dans « Pârăul cu Lespezi », il a trouvé, dans des grès:

Modiola navicula DUB.
Ervilia podolica EICHW.
Cardium sp.
Mactra sp.
Cerithium mitrale EICHW.

Enfin, sur le flanc oriental de la crête qui sépare le bassin du Prut de celui du Siret, au delà de la frontière sur le territoire de l'U.R.S.S., l'on connaît encore quelques autres points fossilifères, à savoir:

A Mamornița, sur le versant droit du ruisseau Luncavița, à 170 m d'altitude, on trouve des sables et des microconglomérats qui contiennent des fragments de coquilles, appartenant probablement au Volhynien. Ces sables reposent sur des argiles qui occasionnent l'accumulation d'une nappe d'eau souterraine. Les dépôts qui suivent au-dessus des sables, ont aussi des intercalations d'argiles, mais, dans l'ensemble, les dépôts restent plutôt sablonneux.

A Mihoreni, sur la colline Petrosul, 410—420 m d'altitude, on trouve une couche de sables dont l'épaisseur dépasse 3 m; ces sables contiennent:

Ervilia podolica EICHW.
» » var. *dissita* EICHW.
Tapes vitalianus var. *infrasarmatica* ANDR.

Les mêmes sables se retrouvent à Culiceni, à 390 m d'altitude. Vers le N, dans le ruisseau Valea Morii, à 270 m d'altitude, existe un autre niveau de sables conglomératiques, inférieur à celui de Mihoreni.

A Tureatca, SIMIONESCU (9, p. 18) mentionne:

Modiola navicula DUB.
Syndesmia reflexa EICHW.
Cardium irregulare EICHW.
Tapes sp.
Rissoa inflata ANDRZ.
» *angulata* EICHW.

De la même localité, sur la colline Pietrăria à 380 m d'altitude, on connaît, récoltées dans un microconglomérat oolithique, les formes suivantes:

Modiola sp.
Ervilia podolica EICHW.
Cardium sp.
Cerithium cf. *mitrale* var. *ștefănescui* FONT.
Mohrensternia sp.



Hydrobia sp.

Serpula sp.

Au deçà de la frontière, à Derțca, sur la colline Bordee, à 360 m d'altitude, on trouve des grès à *Ervilia* sp. et *Serpula* sp. Les mêmes grès sont visibles aussi sur la colline Goroniș, à la même altitude, et contiennent *Cardium* sp., *Tapes* sp., et des empreintes de plantes fossiles.

Dans les argiles qui affleurent au fond des vallées et représentent le niveau le plus bas visible dans la région, SIMIONESCU (9, p. 19) a déterminé:

Ervilia sp.

Cardium irregulare EICHW.

Cerithium sp.

Sur le versant droit du Siret, à Verpolea (près de Siret), à environ 350 m d'altitude, il y a des carrières qui fournissent des grès calcaires. D'après M. MACAROVICI, on trouve dans ces grès:

Ervilia podolica EICHW.

» » var. *dissita* EICHW.

Cardium sp.

Cerithium mitrale var. *ștefănescui* FONT.

» » EICHW.

» sp.

Bittium sp.

Buccinum sp.

Trochus sp.

Mohrensternia sp.

Bulla sp.

Serpula sp.

Au même endroit, dans les argiles basales qui se trouvent à environ 310 m d'altitude, MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU (4, p. 185) ont récolté des *Pleurotoma*, fait qui prouve que ces argiles n'appartiennent plus au Volhynien.

Vers le midi, à peu près jusqu'au confluent de la Suceava, on ne connaît plus des endroits fossilifères sur le versant du Siret.

Dans la vallée de la Suceava, à Burdujeni on trouve un point fossilifère connu depuis longtemps (11, p. 121, 9, p. 18). Récemment M. MACAROVICI a déterminé dans des grès oolithiques, à 330 m d'altitude,

Ervilia podolica EICHW.

» » var. *dissita* EICHW.

Cardium sp.

Tapes vitalianus var. *infrasaromatica* ANDR.

En revenant dans la vallée du Siret, à Brehuești, à l'altitude, d'environ

300 m, on trouve des grès, exploités dans de nombreuses carrières. M. TUFESCU a récolté dans ces grès:

Modiola navicula DUB.
Ervilia podolica EICHW.
Cardium gracile var.
Mactra sp.

Plus au Sud, à Corni, à 290 m d'altitude, il a trouvé dans des sables qui surmontent des grès durs:

Cardium gracile, var. *kasinkense* KOLESN.
Tapes (? *naviculatus* ANDR.)
Cerithium disjunctum SOW.

En remontant, depuis Mănăstirea Vorona, le ruisseau Ezeru, M. MACAROVICI a rencontré, juste aux sources du ruisseau (Dealul Poiana Mesteacă-nului), à 380 m d'altitude, des sables et des grès qui contiennent:

Mactra aff. *eichwaldi* LASK. (non KOLESN. 1925)
Modiola aff. *sarmatica* GAT.
Ervilia podolica EICHW.
Cardium gracile PUSCH
» » var. *kasinkense* KOLESN.
» *obsoletum* EICHW.
Tapes naviculatus (R. HÖRN.) ANDR.
Donax lucidus EICHW.
Cerithium disjunctum SOW.
» *pictum* BAST.

M. TUFESCU, en montant de Sihăstria Voronei, le long du ruisseau Pietrăria, a trouvé à 390—400 m d'altitude, des argiles compactes, de couleur grise, dans lesquelles il a déterminé:

Mactra fragilis, var. *buglovensis* LASK.
Ervilia trigonula LASK.
Cardium latesculatum MÜNST.
Hydrobia frauenfeldi M. HÖRN.

Dans ces couches, il veut voir la partie supérieure du Buglovien. Mais la révision des déterminations, faite par M. MACAROVICI, montre qu'en réalité les formes bugloviennes caractéristiques sont absentes.

Voici le résultat de cette révision:

Mactra eichwaldi LASK. (non KOLESN. 1925)
Ervilia podolica var. *concinna* EICHW.
Cardium gracile PUSCH
Hydrobia sp.



D'ailleurs, la présence du Buglovien à cette altitude obligerait M. TUFESCU d'introduire une « dénivellation » transversale (E—W) d'environ 200 m.

Suivent au-dessus, le long du même ruisseau, des grès et des calcaires oolithiques à petit grain, qui contiennent:

Modiola navicula DUB.

Cardium gracile PUSCH

Les mêmes roches ont été rencontrées aussi à 460 m d'altitude, sur le Dealul Mare Sihăstria et Dealul Pleșuța; leur âge volhynien est attesté par les formes fossiles suivantes:

Modiola navicula DUB.

Ervilia podolica EICHW.

Cardium gracile var. *kasinkense* KOLESN.

» *obsoletum* EICHW.

Cerithium disjunctum SOW.

Hydrobia frauenfeldi M. HÖRN.

C'est le point où, dans cette partie du pays, le Volhynien s'élève à la plus grande altitude.

Enfin, plus au S, les environs de Buda et de Lespezi offrent les affleurements les plus méridionaux que l'on connaît pour le Volhynien dans la vallée du Siret.

L'affleurement de Lespezi était déjà connu par COBĂLCESCU (12), qui en faisait le type de l'horizon inférieur du Sarmatien. Caractéristiques pour cet horizon seraient *Modiola marginata*, *Ervilia podolica*, *Cardium plicatum* et *Donax intermedius*. D'après I. SIMIONESCU (9, p. 16; 7, p. 79, 165) les formes les plus communes à Lespezi sont:

Ervilia podolica EICHW.

Cardium gracile PUSCH

Cerithium disjunctum SOW.

Les formes récoltées par M. TUFESCU nous offrent l'occasion d'ajouter à cette liste:

Cardium gracile var. *kasinkense* KOLESN.

Macra sp.

Donax lucidus EICHW.

Cerithium mitrale EICHW.

Ce sont à peu près tous les points fossilifères connus jusqu'à présent dans les Départements de Dorohoi, de Botoșani, de Iași et de Baia, seulement à l'Est du Siret, que l'on peut ranger avec quelque certitude dans le Volhynien.



D'après les déterminations des auteurs et les révisions de M. MACAROVICI, la faune trouvée dans ces sédiments a la composition suivante:

Modiola navicula DUB.

» *aff. sarmatica* GAT.

Syndesmya reflexa EICHW.

Ervilia podolica EICHW.

» » *var. dissita* EICHW.

» » *var. concinna* EICHW.

Cardium gracile PUSCH

» » *var. kasinkense* KOLESN.

» *obsoletum* EICHW.

» ? Fig. 11, Pl. I, I. SIMIONESCU (2) comme *Cardium irregulare* EICHW. (Slobozia).

Tapes vitalianus *var. infrasarmatica* ANDR.

» *naviculatus* ANDR.

Mactra eichwaldi LASK. (non KOLESN. 1925).

Donax dentiger EICHW.

Donax lucidus EICHW.

Cerithium mitrale EICHW.

» » *var. ştefănescui* FONT.

» *nodosoplicatum* M. HÖRN.

» *menestrieri* D'ORB.

» *disjunctum* SOW.

» *bicostatum* EICHW.

Trochus pictus EICHW.

» ? *marginatus* EICHW.

Buccinum sp.

Hydrobia ventrosa MONTF.

» *substriatula* SINZ.

» *frauenfeldi* M. HÖRN.

Mohrensternia angulata EICHW.

» *pseudoangulata* HILB.

» *inflata* ANDRZ.

» *pseudoinflata* HILB.

Bulla lajonkairiana BAST.

» *convoluta* BROCC.

Serpula sp.

Dans des argiles sableuses, à Văculeşti, M. I. BARBU (19) a déterminé les restes végétales suivants:

Populus mutabilis *var. repando-crenata* HEER

Laurus primigenia UNG.



Cinnamomum scheutzeri HEER

Dodonea antiqua ET.

Vaccinium reticulatum AL. BR.

En comparant cette faune à celle qui a été recueillie dans le Buglovien, on constate d'abord que les *Modiola* et les *Ervilia* passent, avec les mêmes espèces, dans le Volhynien; mais, tandis que dans le Buglovien *Ervilia podolica* et la variété *dissita* sont plutôt rares, dans le Volhynien elles sont extrêmement fréquentes et forment assez souvent de vraies lumachelles.

On retrouve aussi dans le Volhynien, *Hydrobia ventrosa* et *Mohrensternia inflata*. Nous ne pouvons pas affirmer que les autres espèces de ces genres sont des apparitions nouvelles, car, en Moldavie, on ne connaît qu'insuffisamment les petits Gastropodes du Buglovien. Nous ajoutons l'information que ces deux espèces sont mentionnées aussi dans le Sarmatien moyen.

Nous sommes obligé de laisser de côté aussi les genres *Bulla* et *Serpula*, car nous ne possédons pas des déterminations spécifiques suffisantes.

Pour le genre *Cardium*, toutes les espèces que nous connaissons dans le Volhynien de la Moldavie sont nouvelles.

Enfin, seulement par rapport à la faune que nous avons mentionnée dans le Buglovien, apparaissent, comme genres nouveaux dans le Volhynien: *Syndesmya*, *Tapes*, *Macra*, *Donax*, *Cerithium*, *Trochus* et *Buccinum*. Il est certain que presque tous ces genres existent dans le Buglovien et, si nous ne les connaissons pas dans la région qui fait l'objet de notre étude, c'est surtout à cause des informations assez précaires que nous possédons.

Si nous considérons maintenant seulement les formes nouvelles pour notre Volhynien, nous pouvons distinguer:

a) Des formes qui passent dans le Bessarabien et, pour cette raison, ne sont pas caractéristiques pour le Volhynien: *Cardium obsoletum*, *Tapes naviculatus*, *Donax dentiger*, *Donax lucidus*, *Cerithium mitrale*, *Cerithium menestrieri*, *Cerithium disjunctum*, *Cerithium bicostatum*, *Trochus pictus*, *Trochus marginatus*, *Buccinum*.

b) Des formes que nous pouvons considérer, au moins d'après les informations que nous possédons jusqu'à présent, comme strictement caractéristiques pour le Volhynien:

Syndesmya reflexa EICHW.

Cardium gracile PUSCH

» » var. *kasinkense* KOLESN.

Tapes vitalianus var. *infrasarmaticus* ANDR.

Macra eichwaldi LASK. (non KOLESN. 1925)

Cerithium nodosoplicatum M. HÖRN.

A cette liste il faut ajouter:

Ervilia podolica EICHW.



C'est la forme la plus commune dans ce sous-étage; elle ne passe pas dans le Sarmatien moyen et est relativement rare dans le Buglovien.

d) LE BESSARABIEN (SARMATIEN MOYEN)

Il est certain que le Bessarabien occupe une surface assez importante dans la partie septentrionale de la Moldavie. Les études de COBĂLCESCU, S. ȘTEFĂNESCU, SIMIONESCU, SEVASTOS, DAVID, VĂSCĂUȚANU et TUFESCU ont fourni des renseignements très précieux sur ce sous-étage. Mais du moment qu'on avait mis en doute l'âge volhynien des calcaires de Repedea et celui buglovien et tortonien des argiles basales (8), il fallait ranger les faits déjà connus dans un cadre nouveau. C'est ce que nous avons essayé il y a quelques ans (14). Les recherches de M. MACAROVICI, en précisant l'extension du Volhynien et le contenu faunistique du Bessarabien dans la région occidentale (Botoșani—Hârlău), ont apporté des points d'appui plus solides pour la stratigraphie de cette région, de sorte que nous avons pu tenter une vue d'ensemble plus complète.

Au point de vue stratigraphique on peut distinguer dans la région étudiée:

a) Un horizon inférieur, constitué surtout par des sables, des grès et des calcaires oolithiques, qui apparaît dans la partie occidentale de la région, sur la faite des eaux qui sépare le bassin de Jijia de celui du Siret;

b) Un horizon moyen argilo-sableux, qui couvre une grande partie du bassin de Jijia et

c) Un horizon supérieur, formé, comme l'horizon inférieur, par des sables et des oolithes, qui couronne les collines de la partie méridionale de la région.

A l'Ouest de Târgu-Frumos, le long du ruisseau Haina, sont visibles dans plusieurs carrières situées à 220 m d'altitude, des grès calcaires oolithiques qui supportent des grès tendres et des sables. Dans ces grès on rencontre des petites Mactres très fréquentes.

D'après M. TUFESCU et les révisions de M. MACAROVICI on peut mentionner dans les grès oolithiques:

Cardium plicatoides SIM. var. *planicostata* MAC.

Cardium sp.

Mactra vitaliana D'ORB. var. *simionescui* MAC. (très rare)

Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.

Donax lucidus EICHW.

» *dentiger* EICHW.

Trochus sulcato-podolicus KOLESN.

Hydrobia sp.

Les grès plongent visiblement vers le SE, de sorte que jusqu'à Găureana, sur une distance de 5 km, ils descendent de 220 à 175 m.



Sur le faite des eaux vers le Siret cette couche supporte des marnes sableuses et des sables assez puissants mais elle réapparaît sur le flanc occidental du faite à Ruginoasa et Dumbrăvița.

A Ruginoasa le grès oolithique est exploité dans des carrières situées à 295 m d'altitude (Dealul Drăghici) et contient, d'après M. TUFESCU (10, p. 114)¹⁾:

Cardium plicatoides SIM. var. *planicostata* MAC.

» *irregulare* EICHW.

» *fittoni* D'ORB.

Donax lucidus EICHW.

» *dentiger* EICHW.

Buccinum sp.

Hydrobia sp.

A Dumbrăvița SIMIONESCU (7, p. 16) cite *Trochus sulcato-podolicus* KOL.

Sur la plaque calcaire il y a une station néolithique de type « Cucuteni » et environ à 20 m plus bas sont visibles des grandes Mactres, communes dans l'horizon inférieur.

Au N de Târgu-Frumos existe un vaste plateau dont le contour est marqué par une corniche de grès calcaires appartenant à cet horizon. Les points fossilifères les plus riches et les mieux connus sur le bord oriental sont aux environs de Giurgești et de Băiceni. A l'E de Giurgești (Valea Bărbăteștilor) on connaît, à l'altitude d'environ 240 m, des grès calcaires oolithiques à :

Cardium plicatoides SIM. var. *planicostata* MAC.

» *dönginki* SINZ. var. *giurgestens* MAC.

» *irregulare* EICHW.

» *ingratum* KOLESN.

Mactra sp. (petite)

Tapes vitalianus D'ORB.

Donax dentiger EICHW.

» *lucidus* EICHW.

Trochus sp.

Buccinum iassiense SIM. (7, p. 105)

Hydrobia sp.

A Băiceni, sous la bien connue station néolithique de Cucuteni, dans les mêmes grès, MM. TUFESCU (10, p. 117), MACAROVICI et SIMIONESCU ont déterminé :

Cardium plicatoides SIM. var. *planicostata* MAC.

Mactra sp. (petite)

¹⁾ Les formes qui ne figurent pas dans les listes de M. TUFESCU sont toujours mentionnées d'après les revisions de M. MACAROVICI.

Tapes vitalianus D'ORB.

» *gregarius* var. *dissita* EICHW.

» aff. *tricuspis* EICHW.

Donax lucidus EICHW.

» *dentiger* EICHW.

Trochus sulcato-podolicus KOLESN. (7, p. 16, figuré)

Buccinum duplicatum SOW. (*id.* p. 103)

» *dissitum* DUB. (*id.* p. 104)

» *iassiense* SIM. (*id.* p. 105)

» *elegans* SIM. (*id.* p. 109)

Vers la partie inférieure de l'affleurement, dans des sables, est assez fréquente *Macra vitaliana* D'ORB. var. *simionescui* MAC.

Le même horizon calcaire couronne aussi la colline Cătălina (395 m) près Cotnari et contient:

Cardium irregulare EICHW.

» sp.

Macra sp. (petite)

Tapes vitalianus D'ORB.

Donax lucidus EICHW.

» *dentiger* EICHW.

Trochus sp.

Buccinum duplicatum SOW. (7, p. 103)

» *dissitum* DUB. (*id.* p. 104)

» *iassiense* SIM. (*id.* p. 105)

» *ignobile* KOLESN. (*id.* p. 114)

» *gradarium* KOLESN. (*id.* 117)

C'est évidemment la même faune que celle de Băiceni et on remarquera surtout l'abondance et la variété des *Buccinums*.

Plus au N cet horizon ne se retrouve plus; les grès calcaires et les oolites assez fréquentes qu'on y rencontre reviennent à un horizon situé d'environ 60 m plus bas. C'est l'horizon des oolites de Hărmănești. Ces oolites sont séparées de la plaque calcaire de l'horizon supérieur par plusieurs bancs de sable remplis de grandes *Mactres*. Le dernier de ces bancs de sable supporte les grès calcaires à petites mactres dont nous nous sommes occupé, et assez souvent il forme un niveau d'eau car son lit est constitué par une couche argileuse.

A Hărmănești les grès calcaires de l'horizon supérieur forment corniche au bord occidental du vaste plateau que nous avons déjà mentionné. Ils contiennent:

Cardium irregulare EICHW.

» *plicatoides* SIM. var. *planicostata* MAC.



Macra sp. (petite)
Tapes sp.
Donax lucidus EICHW.
Trochus sp.
Hydrobia sp.

Dans les oolithes de l'horizon inférieur on peut récolter :

Macra vitaliana D'ORB. var. *simionescui* MAC.
Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.
Donax dentiger EICHW.
Solen subfragilis EICHW.
Cerithium disjunctum SOW. (7, p. 79)

Sous les oolithes on voit des sables remplis de *Macra vitaliana* D'ORB. var. *simionescui* MAC. Ces sables sont supportés par une couche de conglomérat dont l'épaisseur est d'environ 0,5 m.

Vers le SW ces oolithes, toujours accompagnés de conglomérats, sont visibles jusque dans la vallée du Siret à Blăjești, où ils contiennent :

Cardium sp.
Macra vitaliana D'ORB. var. *simionescui* MAC.
Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.
Cerithium disjunctum SOW.
» *mitrale* EICHW.

De Blăjești vers le NE on peut suivre ces oolithes le long du ruisseau Bădilița. A Crivești (Bădilița) ils contiennent d'après SIMIONESCU et MM. TUFESCU et MACAROVICI :

Cardium sp.
Macra vitaliana D'ORB. var. *simionescui* MAC.
Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.
Donax dentiger EICHW.
» *lucidus* EICHW.
Solen subfragilis EICHW.
Buccinum sp.
Trochus sp.
Cerithium disjunctum SOW. (7, p. 77)
» *mitrale* EICHW. (id. p. 85)
» *convexum* EICHW. (id. p. 81)

L'altitude de la couche oolithique est ici (D. Corbului) de 380 m. La même couche se retrouve à Stolniceni, à 410 m, et contient (10, p. 119) :

Modiola sp.
Cardium fittoni D'ORB.



Cardium sp.

Mactra vitaliana D'ORB. var. *simionescui* MAC.

Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.

Buccinum sp.

Trochus sp.

Cerithium disjunctum SOW.

» *mitrale* EICHW.

A Hârtoapele (Dealul Petrei) les oolithes descendent jusqu'à 300 m.

A Buda la même couche oolithique se trouve à 360 m et s'élève vers le NE jusqu'à 480 m (Bereslogi). C'est toujours d'après M. TUFESCU que nous pouvons mentionner ici:

Modiola sp.

Cardium sp.

Mactra vitaliana D'ORB. var. *simionescui* MAC.

Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.

Donax lucidus EICHW.

Cerithium disjunctum SOW.

» *mitrale* EICHW.

» sp.

Vers le N on trouve les affleurements les plus septentrionaux des oolithes à Cérithes au sommet de Dealul Mare (540 m) et de Muchea Aliciuri (Bobeica, 480 m). Ici il est probable que nous sommes en présence d'un niveau plus inférieur que celui de Dealul Mare car seulement à 20 m plus as on trouve des grès volhyniens.

Vers l'E, presque à la même latitude, on rencontre les oolithes à Cérithes au delà du ruisseau Bahlui, au sommet de la colline Holmul. Au point Țencușa (519 m) on trouve d'après M. TUFESCU:

Cardium ingratum KOLESN.

» *uiratamense* KOLESN.

» *fittoni* D'ORB.

Mactra vitaliana D'ORB. var. *simionescui* MAC.

Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.

Modiola sp.

Cerithium disjunctum SOW.

» *mitrale* EICHW.

Hydrobia sp.

A l'extrémité méridionale de la colline Holmul se trouvent les carrières où l'on exploitait les « meulières de Hârâu ». Ce sont des grès oolithiques à Cérithes et fragments de grandes *Mactres*. En descendant vers Poiana



Rădeni on voit sous ces oolithes (450 m) des conglomérats comme à Hăr-mănești, puis des sables à:

Cardium irregulare EICHW.

Macra vitaliana D'ORB. var. *simionescui* MAC.

Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.

Cerithium sp.

Le pendage des couches est d'environ 10 degrés vers le WSW et à 360 m apparaissent les marnes volhyniennes. Il en résulte donc que les oolithes se trouvent ici tout au plus à 80—90 m au-dessus de la limite inférieure du Bessarabien. Les grès oolithiques, parfois conglomératiques, qui couronnent la crête de la colline de Holmu, à 510—520 m d'altitude, représentent un niveau plus supérieur de ce même horizon à grandes Mactres et à Cérithes; l'épaisseur de l'horizon dépasse donc 150 m.

En récapitulant les faits exposés on peut donner pour le Sarmatien moyen visible dans le massif de Dealul Mare, la constitution stratigraphique suivante:

I. L'horizon inférieur, plutôt sableux, contient deux intercalations importantes de grès calcaires oolithiques situées à environ 90 et 140 m au-dessus de la base. L'intercalation supérieure correspond au niveau de Hăr-mănești et supporte encore 50—60 m de sables et de marnes qui reviennent aussi à cet horizon.

II. L'horizon suivant commence par une couche de grès calcaires oolithiques à petites *Mactres* (Oolithes de Crivești—Găureana) et est représenté presque exclusivement par des marnes et des marnes sableuses, dont l'épaisseur dépasse 300 m.

La faune fossile connue jusqu'à présent avec certitude dans l'horizon inférieur (I) et dans les grès calcaires qui marquent le commencement de l'horizon suivant (II), est constituée comme suit:

NOM DES ESPÈCES	Volh.	I	II
<i>Modiola</i> sp.		+	
<i>Cardium plicatoides</i> SIM., var. <i>planicostata</i> MAC. . . .			+
» <i>irregulare</i> EICHW.		+	+
» <i>fittoni</i> D'ORB.		+	+
» <i>dönginki</i> SINZ., var. <i>giurgestens</i> MAC. . . .			+
» <i>ingratum</i> KOLESN.		+	
» <i>uiratamense</i> KOLESN.		+	
<i>Macra</i> sp.			+
» <i>vitaliana</i> D'ORB., var. <i>simionescui</i> MAC. . . .		+	
<i>Tapes gregarius</i> PARTSCH, var. <i>ponderosa</i> D'ORB. . . .		+	+

NOM DES ESPÈCES	Volh.	I	II
<i>Tapes gregari</i> s PARTSCH, var. <i>dissita</i> EICHW.			+
» <i>vitalianus</i> D'ORB.			+
» aff. <i>tricuspis</i> EICHW.			+
<i>Donax lucidus</i> EICHW.	+	+	+
» <i>dentiger</i> EICHW.	+	+	+
<i>Solen subfragilis</i> EICHW.		+	
<i>Trochus sulcatopodolicus</i> KOLESN			+
» sp.		+	
<i>Buccinum iassiense</i> SIM.			+
» <i>duplicatum</i> SOW.			+
» <i>dissitum</i> DUB.			+
» <i>elegans</i> SIM.			+
» <i>ignobile</i> KOLESN.			+
» <i>gradarium</i> KOLESN.			+
» sp.		+	
<i>Cerithium disjunctum</i> SOW.	+	+	
» <i>mitrale</i> EICHW.	+	+	
» <i>convexum</i> EICHW.		+	
<i>Hydrobia</i> sp.		+	+

Cette faune s'individualise assez bien par rapport à celle du Volhynien. Comme différences faunistiques entre l'horizon I et les oolithes basales de l'horizon II on peut relever:

- L'abondance des grandes *Mactres* et des *Cérithes* dans l'horizon I;
- L'absence des *Modioles*, des grandes *Mactres*, des *Solens* et des *Cérithes* dans la couche basale de l'horizon II et la variété des *Tapes* et des *Buccinums* dans la même couche.

Depuis Târgu-Frumos vers l'E, les oolithes basales de l'horizon II plongent sous le niveau de l'érosion actuelle et le long du ruisseau Bahlui on voit seulement des sédiments argilo-marneux qui sont évidemment supérieurs comme position stratigraphique aux oolithes. Aux environs de Iași ces sédiments pélitiques étaient dénommés « Argiles basales » et c'est le mérite de TH. VÂSCĂUȚANU (8) d'avoir prouvé leur âge bessarabien. Leur épaisseur visible, depuis le niveau du Prut (35 m) jusqu'à la corniche constituée par les sables et les grès oolithiques de Repedea, est d'environ 250 m. Un sondage fait à Socola près Iași, à l'altitude de 40 m et poussé jusqu'à 342 m, a rencontré aussi seulement des dépôts pélitiques à intercalations subordonnées.



de sables. M. MACAROVICI était d'avis ¹⁾ que « jusqu'à une profondeur de 274 m le forage a passé par des couches dont l'assimilation au Buglovien ou au Tortonien est difficile à établir ». La marne calcaire à *Foraminifères* et *Bryozoaires* traversée entre 274 et 327 m de profondeur était attribuée, d'après les foraminifères, au Tortonien.

Ce qui est intéressant dans le sondage de Socola c'est le fait que, jusqu'à la profondeur de 324 m on n'ait rencontré aucun sédiment semblable aux oolithes de Găureana ou de Hărmănești. C'est une première indication que le Sarmatien moyen ne présente pas de pareils faciès dans la région. Le même fait peut être constaté en suivant le développement du Sarmatien le long du Prut, vers le N, depuis Ungheni jusqu'à Ștefănești, où apparaissent les calcaires récifaux du Buglovien. Ce changement de faciès introduit des difficultés dans la délimitation des sous-étages du Sarmatien dans la partie nord-orientale de la Moldavie (Départements de Iași, Botoșani et Dorohoi) car, lorsque les couches sableuses ou oolithiques ordinairement fossilifères manquent, il devient difficile de préciser l'âge des sédiments pélitiques. De ce fait nous n'avons pu indiquer dans cette région qu'une limite tout à fait approximative entre le Bessarabien et le Volhynien.

Quant au sondage de Socola, nous croyons que la marne calcaire, épaisse de 53 m et rencontrée entre 274 et 327 m, représente un faciès plus profond des récifs à *Bryozoaires* et *Serpula* qui forment les « toltry », car en dehors des 75 espèces de *Foraminifères* déterminées par VĂSCĂUȚANU, on y trouve aussi des *Bryozoaires* (*Eschara lapidosa* PALL. etc.) et des *Serpules* (*Serpula tubulus* EICHW.). Les argiles traversées entre 327 et 342 m pourraient revenir tout au plus au Tortonien.

Si nous avons en vue le fait que sous le niveau des argiles à *Cryptomactra pes-anseris* de Ungheni doivent se trouver encore les dépôts pélitiques correspondants aux oolithes de Crivești et de Hărmănești et aux sables qui se trouvent, dans la région de Hârlău, à la base du Bessarabien, nous devons admettre qu'au moins la première centaine de mètres du forage de Socola revient toujours au Bessarabien.

Nous avons discuté ailleurs (14, p. 315) la position stratigraphique des calcaires de Repedea et nous avons conclu qu'ils doivent être rangés au toit du Sarmatien moyen. Sur la carte géologique nous avons indiqué l'extension de ces calcaires en nous guidant surtout d'après les recherches de M. DAVID et de M-me N. SENCHEA (6, 15, 16).

Un caractère très intéressant de cette couche oolithique c'est d'être accompagnée toujours par une couche de dépôts d'eau douce, qui se trouve à

¹⁾ N. MACAROVICI et TH. VĂSCĂUȚANU, Le sondage de Socola, *Ann. scient. de l'Université de Jassy*, T. XX, p. 419 (1935). L'opinion appartient certainement seulement à M. MACAROVICI car VĂSCĂUȚANU, qui était mort lors de l'apparition de cette note, avait déjà publié en 1929 son étude sur les argiles d'Ungheni où il mettait en doute l'âge buglovien de l'argile basale.



sa base. Cette couche connue depuis longtemps à Iași (6, p. 80) et à Bohotin, a été interprétée de manières diverses. Les études de R. SEVASTOS (17) ont diffusé l'idée erronée qu'elle représente un sédiment plus récent que le Sarmatien, déposé dans des golfes comparables aux « limans » actuels de la Mer Noire. Des observations faites à Bohotin en 1932 avec M. G. MACOVEI nous ont montré qu'il ne s'agit pas de dépôts suspendus aux flancs des co-teaux (7, p. 121) mais qu'on est en présence d'une intercalation dans le Sarmatien moyen (13, p. 161).

La faune de cette intercalation est encore assez peu connue. En considérant comme bonnes seulement les déterminations faites par SIMIONESCU (7), on peut citer:

- Neritina rumana* SABBA
- » *bohotinensis* SIM.
- » *bessarabica* SINZ.
- Melanopsis andrussovi* BRUSS.
- » *sinzovi* BRUSS.
- Limnium moldavicum* SABBA
- Congeria neumayri* var. *moldavica* ANDR.

Des études qui ne sont pas encore achevées vont certainement apporter une plus riche documentation à ce sujet. Pour le moment, en nous fondant toujours sur les études de M. DAVID et M-me SENCHEA, nous pouvons affirmer seulement que cette couche de sédiments d'eau douce est toujours présente à la base des calcaires oolithiques de Repedea, jusque dans la vallée du Siret. Cette grande extension prouve qu'il ne s'agit pas d'un incident local, dû éventuellement à l'adoucissement de la mer bessarabienne à l'embouchure d'une rivière tribulaire, mais que nous sommes en présence d'un phénomène plus général. Cette raison nous a déterminé de proposer (15, p. 231) pour ce niveau d'eau douce la dénomination de « Couches de Bohotin », car c'est dans cette localité qu'elles ont été signalées pour la première fois en 1897 par SABBA ȘTEFĂNESCU. Mais ce savant attribuait les couches de Bohotin au Méotien, étage à peine séparé en U.R.S.S. et très peu connu à ce temps en Roumanie. Cette erreur était due au fait qu'il avait récolté les formes fossiles des calcaires oolithiques et des sables supérieurs d'emblé avec celles des sédiments d'eau douce; la présence de ces dernières parmi les formes normales était envisagée comme un symptôme d'adoucissement général de l'eau, symptôme caractéristique pour le Méotien. Il est pourtant hors de doute que les couches de Bohotin ne peuvent être classées dans le Méotien, tel qu'il a été défini en U.R.S.S. car la faune en diffère totalement. D'ailleurs un mélange de formes comme celui qui devrait se trouver à Bohotin apparaît, dans de circonstances normales de sédimentation, comme une impossibilité.

Laissant de côté l'incident des « Couches de Bohotin », la faune des oolithes de Repedea et des sables un peu plus récents de Scheia, est franchement bessarabienne. Nous avons présenté (14, p. 317) la liste des formes fossiles mentionnées jusqu'à présent à Repedea, Scheia et Bohotin, ayant en vue les revisions plus récentes faites par SIMIONESCU. Dans le tableau qui suit (p. 296 et 297) nous donnons la liste de toutes les formes fossiles certaines, mentionnées dans le Bessarabien de la partie septentrionale de la Moldavie, en indiquant aussi l'horizon dans lequel elles ont été récoltées.

En considérant la distribution verticale des principaux genres, on peut relever les faits suivants:

Les *Trochus*, assez rares dans les oolithes de Hărmănești et de Crivești, ont une remarquable efflorescence durant la sédimentation des argiles d'Ungheni. Cette efflorescence correspond certainement à l'extraordinaire épanouissement que ce genre a eu autour des récifs à *Nubecularia* des environs de Kichinev (U.R.S.S.).

Les *Cérithes*, si fréquents dans le Volhynien, de sorte qu'on avait donné à ce sous-étage la dénomination de «Couches à *Cérithes*», subsistent encore dans les oolithes de Hărmănești; dans les grès oolithiques de Crivești on ne les connaît pas jusqu'à présent et dans les argiles de Ungheni VĂSCĂUȚANU mentionne une seule espèce. Dans les grès et les calcaires oolithiques de Repedea les *Cérithes* sont de nouveau assez fréquents et très variés. Il est probable que cette nouvelle efflorescence des *Cérithes* a été une des raisons qui a déterminé SIMIONESCU à ranger les oolithes de Repedea dans le Volhynien.

Les *Buccins*, plutôt rares dans le Volhynien de la Moldavie, sont très fréquents et variés dans le niveau des oolithes de Crivești—Găureana.

Le genre *Mactra* est représenté par une seule espèce dans le niveau des oolithes de Hărmănești, mais cette espèce (*M. vitaliana* var. *simionescui*) est si fréquente qu'elle forme parfois de vraies lumachelles. Elle est caractéristique pour l'horizon car on ne la retrouve plus ni dans les oolithes de Găureana ni dans les autres sédiments plus récents. Une espèce plus petite la remplace dans les oolithes de Crivești. Dans les argiles d'Ungheni apparaît *M. fabreana*, si commune dans la région de Kichinev; elle est accompagnée de quelques autres espèces. Enfin dans les grès et les calcaires oolithiques de Repedea *M. podolica* COB. forme des lumachelles.

Cryptomactra ne se rencontre que dans les argiles d'Ungheni.

Tapes est représenté par une seule espèce, d'ailleurs assez commune, dans les oolithes de Hărmănești (*T. gregarius* var. *ponderosa*). Dans le niveau des oolithes de Crivești les *Tapes* sont abondants et variés, tandis que dans l'horizon supérieur on ne connaît qu'une seule espèce (*T. vashuensis* SIM. à Scheia).

Cardium fittoni est caractéristique pour le Bessarabien; il est présent dans tous les horizons.

A l'exception des *Cardium obsoletum* et *C. uiratamense*, qui sont connus aussi dans le Volhynien, toutes les autres espèces sont caractéristiques pour le Bessarabien. Une partie de ces espèces sont localisées dans les oolithes inférieurs (Hărmănești) et une autre partie revient aux argiles d'Ungheni. Il est possible que quelques-unes des espèces présentées dans cette liste soient des fossiles de faciès, liées aux sédiments péliques. Mais il est très probable que cette richesse d'espèces correspond en partie aussi à l'épanouissement du genre *Cardium* observé autour des récifs à *Nubecularia*.

NOM DES ESPÈCES	V	H	Cr	U	R	K ¹⁾
<i>Trochus sulcatopodolicus</i> KOLESN.			+		+	
» <i>anceps</i> EICHW.				+		
» <i>subanceps</i> SINZ.				+		
» <i>sarmatoanceps</i> SINZ.				+		
» <i>pictus</i> EICHW.	+			+	+	
» <i>angulatus</i> EICHW.				+		
» <i>serbicus</i> RADOV. et PAVL.					+	
<i>Barbotella neumayri</i> COB.				+	+	
<i>Hydrobia</i> sp.		+	+		+	
<i>Mohrensternia</i> sp.					+	
<i>Cerithium disjunctum</i> SOW.	+	+		cf.	+	
» » » var. <i>rădu-</i> <i>cănenensis</i> SIM.					+	
<i>Cerithium mitrale</i> EICHW.	+	+				
» <i>convexum</i> EICHW.		+			+	
» <i>menestrieri</i> D'ORB.	+				+	
» » » var. <i>pauli</i> R. HÖRN.	+				+	
<i>Cerithium nefaris</i> KOLESN.					+	
» <i>friedbergi</i> SIM.	+				+	
» <i>rubiginosum</i> EICHW.	+				+	
» » » » var. <i>spina</i> SIM.					+	
<i>Cerithium moldavicum</i> SIM.					+	
» <i>dacicum</i> SIM.					+	
» <i>striatum</i> SIM.					+	
<i>Buccinum iassiense</i> SIM.		+				
» <i>duplicatum</i> SOW.	+		+	+	+	
» <i>dissitum</i> DUB.			+			
» <i>elegans</i> SIM.			+			
» <i>ignobile</i> KOLESN.	+		+		+	
» <i>gradarium</i> KOLESN.			+			
» <i>baccatum</i> SOW.				+		
» <i>pauli</i> COB.				+	+	
» <i>longinqua</i> KOLESN.	+				+	
<i>Akburinella akburinensis</i> , ANDR.				+		

¹⁾ V = Volhynien, H = Oolites et sables de Hărmanești, Cr = Oolites et sables de Crivești, U = Argiles de Ungheni, R = Oolites de Repedea, Bohotin et Scheia et sables de Scheia, K = Khersonien.

NOM DES ESPÈCES	V	H	Cr	U	R	K
<i>Bulla lajonkairiana</i> BAST.	+			+		
<i>Modiola navicula</i> DUB.	+			+	+	
» <i>marginata</i> EICHW.					+	
<i>Donax lucidus</i> EICHW.	+	+	+	+	+	
» <i>dentiger</i> EICHW.	+	+	+			
<i>Mactra vitaliana</i> D'ORB. var. <i>simionescui</i> MAC.		+				
» sp.			+			
» <i>fabreana</i> D'ORB.				+	+	
» <i>andrussovi</i> KOLESN.				+		
» cf. <i>urupica</i> DAN.				+		
» <i>podolica</i> COB.					+	
<i>Cryptomactra pes anseris</i> ANDR.				+		
<i>Tapes gregarius</i> PARTSCH var. <i>ponderosa</i> D'ORB.		+	+			
<i>Tapes gregarius</i> PARTSCH var. <i>dissita</i> EICHW.			+			
<i>Tapes vitalianus</i> D'ORB.			+	+		
» aff. <i>tricuspis</i> EICHW.			+			
» sp.					+	
» <i>vasluensis</i> SIM.						
» <i>naviculatus</i> R. HÖRN.	+			+		
<i>Cardium plicatoides</i> SIM. var. <i>planicostata</i> MAC.			+			
<i>Cardium irregulare</i> EICHW.		+	+			
» <i>fittoni</i> D'ORB.		+	+	+	+	
» <i>dönginki</i> SINZ. var. <i>giurgestensis</i> MAC.			+			
<i>Cardium ingratum</i> KOLESN.		+	+			
» <i>uiratamense</i> KOLESN.	+	+				
» <i>obsoletum</i> EICHW.	+			+	+	
» <i>barboti</i> R. HÖRN.				+		
» <i>michailovi</i> TOULA				+		
» <i>fischerianum</i> DONG.				+		
» <i>unghenensis</i> VĂSC.				+		
» <i>pseudosemisulcatum</i> ANDR.				+		
» <i>suessi</i> BARB.				+		
<i>Solen subfragilis</i> EICHW.	+	+		+	+	

En jugeant seulement d'après les Cardiidés, on serait tenté de classer ensemble les deux oolithes inférieurs et de commencer l'horizon II avec les argiles d'Ungheni. Pourtant, l'absence de grandes Mactres et des Cérithes, et l'abondance des Buccins et des Tapes dans les oolithes de Crivești — Găureana, donnent à ce niveau un cachet propre qui le distingue nettement du niveau inférieur.

Comme conclusion de nos observations sur le Bessarabien de la partie nord-orientale de la Moldavie, nous donnons le tableau qui suit, où sont indiquées les associations de formes fossiles caractéristiques pour les horizons que nous avons séparé dans ce sous-étage.

Horizon supérieur: Grès et calcaires oolithiques de Repedea,

Macra podolica COB. (non EICHW.)

Trochus serbicus RAD. et PAVL.

Cardium fittoni D'ORB.

Cérithes nombreux et très variés.

Horizon moyen: Argiles d'Ungheni,

Macra fabreana D'ORB.

Cryptomacra pes anseris ANDR.

Cardium fittoni D'ORB.

Cardiums variés, différents de ceux des oolithes de Crivești.

Trochus variés.

Grès et calcaires oolithiques de Crivești,

Macra (petite)

Tapes nombreux et variés.

Cardium fittoni D'ORB.

» *plicatoides* SIM. var. *planicostata* MAC.

Cardiums variés, semblables à ceux de l'horizon inférieur.

Buccinums nombreux et variés.

Horizon inférieur: Grès et calcaires oolithiques de Hărmănești,

Macra vitaliana D'ORB. var. *simionescui* MAC.

Tapes gregarius PARTSCH var. *ponderosa* D'ORB.

Cardium fittoni D'ORB.

Cardiums variés.

Cérithes nombreux.

e) LE KHERSONIEN (SARMATIEN SUPÉRIEUR)

Nous avons déjà insisté sur le fait que dans la Moldavie septentrionale la délimitation du Khersonien est difficile à faire car les études de détail sont encore insuffisantes (13).



Les couches plus récentes que les oolithes de Repedea, qu'on peut attribuer avec toute certitude au Bessarabien, sont:

Environ 4 m de sédiments argilo-sableux (l'argile supraoolithique de M. DAVID) qui contiennent « des petites mactres fragiles » et des modioles (Scheia, Dobrovăț, Răducăneni) (6, p. 137).

Plus de 10 m de sables à sédimentation torentielle, très riches en restes fossiles. Ce sont les gisements renommés de Scheia, Cetățuia-Dobrovăț, Răducăneni, Borosești, etc. La présence dans ces sables de *Mactra fabreana* et de *Cardium fittoni* ne laisse aucun doute sur leur âge bessarabien. Ce qui distingue pourtant la faune de ces sables de celle des oolithes de Repedea c'est l'apparition de quelques espèces nouvelles de mactres, déterminées par SIMIONESCU comme:

Mactra caspia EICHW. à Scheia (7, p. 150)

» *naviculata* BAYLY à Scheia (7, p. 153)

» *vasluensis* SIM. à Scheia et Borosești (7, p. 156)

» cfr. *subcaspia* ANDR. (7, p. 157)

» *ossoskovi* ANDR. à Răducăneni (7, p. 157)

Nous relevons encore le fait que dans toutes les listes de fossiles données par M. DAVID pour ces sables figurent aussi des formes d'eau douce et terrestres tels: *Neritina*, *Unio*, *Planorbis* et *Helix*; il fait aussi la remarque que ces formes sont plus fréquentes lorsqu'on approche le toit de la couche. En absence d'une étude stratigraphique de détail, nous ne pouvons nous rendre compte si effectivement les formes d'eau douce se trouvent associées avec les autres (peut-être comme éléments allochtones, chariés), ou s'ils proviennent d'une intercalation individualisée de sédiments d'eau douce.

Mais indifféremment de la solution que de nouvelles études vont donner à cette question, ces sables resteront classés dans le Bessarabien. Seulement dans le cas où la couche de sédiments d'eau douce dont nous présumons l'existence se trouverait à leur toit, on va peut-être l'en détacher.

Au-dessus des « Sables de Scheia » on aperçoit parfois une couche dont l'épaisseur paraît être d'environ 10 m, de marnes de couleur blanchâtre. A Covasna (6, p. 107) ces marnes sont pétrées de coquilles, parmi lesquelles dominent les *Neritines* et les *Hydrobies*; on y rencontre encore des mactres (déterminées comme *M. karabugasica* et *M. ossoskovi*), des petites *Modioles*¹⁾ et un cérithé (? *Potamides caspius* var. *rotundispira*). C'est le premier niveau dans lequel manquent les formes communes dans le Bessarabien et dont l'appartenance au Khersonien est probable.

Si nous considérons la couche d'argile de couleur blanchâtre comme le terme stratigraphique le plus inférieur du Khersonien, la limite de ce sous-

¹⁾ M. MACAROVICI (18) croit qu'il s'agit de *M. naviculata* BAILY.

étage se placerait à environ 20 m au-dessus des oolites de Repedea. Pour une carte à petite échelle, comme celle qui accompagne notre mémoire, nous pouvons considérer cette limite comme étant indiquée avec suffisante approximation par les calcaires de Repedea.

Quant au contenu stratigraphique du Sarmatien supérieur de la Moldavie et à sa délimitation envers le Méotien, nous avons déjà exprimé nos opinions (14) et jusqu'à présent aucune nouvelle n'est survenue pour en apporter d'autres précisions.

BIBLIOGRAPHIE

1. SIMIONESCU I. Constituțiunea geologică a țărmului Prutului din Nordul Moldovei. *Acad. Rom., Public. fond. Adamachi*. București, 1902.
2. — Descrierea câtorva fosile terțiare din Nordul Moldovei. *Id. Id.* București, 1901.
3. MACAROVICI N. et VÂSCĂUȚANU TH. Le sondage de Socola (Jassy). *Ann. sc. de l'Université de Jassy*, T. XX. Jassy, 1935.
4. MACOVEI G. et ATANASIU I. Geologische Beobachtungen über das Miocän zwischen dem Siret und dem Nistru in der Bucovina und im nördlichen Bessarabien. *An. Inst. Geol. al României*, Vol. XIV. București, 1931.
5. DAVID M. Faits nouveaux pour la détermination de l'âge des argiles basales du Plateau Moldave. *Ann. sc. de l'Université de Jassy*, T. VIII. Jassy, 1914.
6. — Cercetări geologice în Podișul moldovenesc. *An. Inst. Geol. al României*, Vol. IX. București, 1922.
7. SIMIONESCU I. et BARBU I. Z. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. al României*, Vol. III. București, 1940.
8. VÂSCĂUȚANU TH. Fauna argilelor sarmatice dela Ungheni. *An. Inst. Geol. al României*, Vol. XIII. București, 1928.
9. SIMIONESCU I. Contribuțiuni la geologia Moldovei dintre Siret și Prut. *Acad. Rom., Public. fond. Adamachi*. București, 1903.
10. TUFESCU V. Observations géologiques sur les collines de Hârlău (Moldavie). *Ann. sc. de l'Université de Jassy*, T. XXIV. Jassy, 1937.
11. ȘTEFĂNESCU S. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. *Thèse*. Lille, 1897.
12. COBĂLCESCU GR. Über einige Tertiärbildungen in der Moldau. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, 1883. Wien.
13. ATANASIU I. Contributions à la géologie des Pays Moldaves. *An. Inst. Geol. al României*, Vol. XX. București, 1940.
14. — Le Sarmatien du Plateau Moldave. *Ann. Ac. Roum., Mém. Sect. scient.* III-ème série, T. XX, Mém. 5. Bucarest, 1945.
15. ȘENCHEA N. Suprafața Scheia-Ipatele. *Lucrările Soc. Geogr. D. Cantemir*. Vol. III. Iași, 1940.
16. — Cercetări geografice în basinul superior al Bârladului. *Id.*, Vol. IV. Iași, 1943.
17. SEVASTOS R. Les couches à Dreissensia du district de Vaslui. *Ann. sc. de l'Université de Jassy*, T. II. 1903.
18. MACAROVICI N. Sur les Mactres du Sarmatien supérieur dans la vallée de Cugiurcan (Distr. de Tiraspol). *Ann. sc. de l'Université de Jassy*, T. XXX, Sect. 2. Jassy, 1946.
19. BARBU Z. I. Contribuțiuni la cunoașterea Florei fosile din Podișul Moldovei. *Acad. Rom. Mem. Sect. Șt.*, Ser. III, T. X, Mem. 4. București 1934.



II. LA FAUNE DU MIOCÈNE SUPÉRIEUR DU NORD DE LA MOLDAVIE¹⁾

Les gisements étant soigneusement notés, nous groupons les formes, dont la description qui suit, d'après leur étages de provenance: le Buglovien, le Volhynien et le Bessarabien.

a) BUGLOVIEN

Modiola navicula DUBOIS.

Pl. I, fig. 1—2

- 1831 *Modiola navicula* DUBOIS DE MONTPEREUX: (1), p. 68, pl. VII, fig. 17—20.
1874 (?) » » DUBOIS DE M., R. HOERNES: (2), p. 44, 49, pl. 10, fig. 18—20.
1916 » (*Modiolaria*) *navicula* DUB., GATUEV: (3), p. 150, pl. XII, fig. 7.
1932 » *navicula* (DUB.) GAT. DAVIDASCHVILI: (4), p. 11, pl. I, fig. 27—28.
1935 » *naviculoides* n. sp. KOLESNIKOV: (5), p. 17, pl. I, fig. 1—4.
1940 » *navicula* DUB., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 135, pl. VII, fig. 1—2.

Coquilles convexes, à contour ovale, à petit crochet et dirigé vers l'avant. Le bord antérieur, légèrement arrondi, dépasse le crochet. Le bord ventral est droit, et les bords postérieur et dorsal arrondis. Surface couverte de lignes d'accroissement concentriques avec le crochet, inégalement développées, plus accentuées sur la ligne de la carène, qui partage la surface de la valve en deux champs inégaux.

Modiola navicula est assez fréquente en moulages dans les calcaires des toltry de Movila Ruptă, de Ripiceni-Fabrica et de Stâncă-Ștefănești (Département de Botoșani). Ces moulages n'ont que très rarement conservé, et seulement partiellement, l'empreinte des côtes le long de valves.

L'aspect extérieur des valves et leur contour sont presque identiques à ceux des figures présentées par différents auteurs pour cette espèce. KOLESNIKOV propose le nom de *M. naviculoides* pour des formes ressemblantes à *M. navicula*, et qui se trouvent dans le Sarmatien. Il n'est pas possible cependant de trouver des différences suffisantes entre les formes décrites par DUBOIS DE MONTPEREUX comme *M. navicula* DUB., et qui semblent

¹⁾ Voir bibliographie page 317.

provenir du Méditerranéen, et les formes récoltées dans le Sarmatien, si bien que l'idée de KOLESNIKOV ne peut être envisagée pratiquement.

Modiola sarmatica GATUEV

Pl. I, fig. 3—11

- 1844 *Mytilus marginatus* D'ORBIGNY: (6), p. 475, pl. V, fig. 1—3 in SIMIONESCU, (7).
 1901 *Modiola navicula* DUBOIS, I. SIMIONESCU: (7), p. 8, pl. I, fig. 18.
 1916 *Modiolus (Brachyodontes) sarmaticus* GATUEV: (3), p. 148, pl. XII.
 1932 *Modiola sarmatica* GAT., DAVIDASCHVILI: (4), p. 9, pl. I, fig. 31—32.
 1934 » » GAT., ZHIZHENKO: (8), p. 39, pl. V, fig. 22—24.
 1935 » » GAT., KOLESNIKOV: (5), p. 19, pl. I, fig. 5—7.
 1936 » » GAT., W. FRIEDBERG: (9), p. 197, pl. XXX, fig. 12—14, non 13)
 1940 » » GAT., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 137, pl. VII, fig. 8—10.

Valves allongées, carénées, rétrécies à la partie antérieure, s'élargissant à la partie postérieure. Le bord ventral est droit, le postérieur et le dorsal arrondis. Le bord antérieur est presque droit, réduit, se dirigeant de la partie inférieure du crochet vers la partie ventrale. La ligne de la carène divise la surface externe en deux champs très inégaux, montrant distinctement les lignes d'accroissement. Cette espèce se rapproche beaucoup comme aspect extérieur de *M. marginata* EICHW, laquelle diffère par son bord ventral sinueux. *M. sarmatica* se rencontre très souvent en moulages dans les calcaires des toltry de Stâncă-Ștefănești, Ripiceni-Fabrica, Movila Ruptă (Botoșani), et Manoleasa-Prut (Dorohoi).

Etant donné le mode de conservation toujours en moules internes, on ne peut y observer les côtes longitudinales caractéristiques des Modioles.

Ces côtes s'observent bien cependant sur les empreintes de *Modiola sarmatica*, se trouvant dans les argiles qui recouvrent les calcaires à Movila Ruptă, argiles contenant *Cardium ruthenicum*.

Ervilia podolica EICHW.

Pl. I, fig. 12

On rencontre assez souvent des empreintes de cette espèce dans les argiles bugloviennes entre Râșca et Lihnești (Département de Botoșani). Il s'y associent d'autres rappelant *E. podolica*, var. *dissita* EICHW.

Ces argiles offrent en même temps de nombreuses empreintes de *Cardium obsoletiformis* KOLESN., à côté d'empreintes de *C. ruthenicum* HILB.

Des empreintes de *Ervilia podolica* et *Ervilia podolica* var. *dissita* se remarquent aussi dans les marnes qui recouvrent le calcaire dur à *Cardium ruthenicum* de Valea lui Istrate, de Mitoc (Département de Dorohoi).

Ervilia podolica aff. var. *concinna* EICHW.

Pl. I, fig. 13

- 1853 *Crassatella concinna* m. ED. EICHW.: (10), p. 91, p. V, fig. 23.
 1902. *Ervilia podolica* var. *concinna* EICHW., ANDRUSOV: (11), p. 360.



- 1932 *Ervilia podolica* var. *concinna* EICHW., L. DAVIDASCHVILI: (4), p. 38, pl. I, fig. 24.
 1934 (?) » *pussila* PHIL. var. *concinna* EICHW., W. FRIEDBERG: (9), pl. VII, fig. 22.
 1935 » *dissita* var. *macrodon* ANDRZEJOWSKI, V. KOLESNIKOV: (5), p. 42, pl. II, fig. 19—20.

Dans les argiles de Râșca (Botoșani) on rencontre parfois, bien que très rarement, des empreintes de valves rappelant *Ervilia podolica* var. *concinna* EICHW. Elles dénotent en effet une forme particulière par ses valves peu convexes, l'absence d'une carène, le fait qu'elles sont presque équilatérales, à région umbonale faiblement aminuïcée et pourvues de lignes d'accroissement très fines. Les dimensions en sont faibles, ne dépassant pas 10 mm de longueur, sur 7 de hauteur.

D'après toutes les probabilités, ces empreintes ont été déterminés par SIMIONESCU comme *Ervilia trigonula* SOKOLOV.

Cardium obsoletiformis KOLESN.

Pl. I, fig. 15—17

- 1929 *Cardium obsoletiformis* n. sp., KOLESNIKOV: (12), p. 16, pl. V, fig. 118—121.
 1935 » » KOLESN., KOLESNIKOV: (5)
 1937 » » KOLESN., S. GILLET: (13), p. 336 (14), pl. IV, fig. 3.
 1940 » » KOLESN., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 178, pl. VIII, fig. 53, pl. IX, fig. 20—22, 47.

On récolte parfois, dans les calcaires des toltry à l'Ouest du Prut, certains moulages de Cardiidés qui peuvent être rapprochés de l'espèce de KOLESNIKOV. La diagnose en a été donnée par SIMIONESCU.

C'est uniquement en moulages que nous l'avons trouvée à Movila Ruptă, Stâncă-Ștefănești et Ripiceni-Fabrica (Département de Botoșani); elle est d'ailleurs assez rare. Cette espèce peut être confondue avec *C. lithopodolicum* HILB., mais elle présente des valves plus convexes que celui-ci, et le champ de la carène y est mieux individualisé.

C. obsoletiformis a été décrit aussi du Sarmatien moyen de Kichinev; ce n'est donc pas une forme caractéristique pour le Buglovien.

Cardium barbotensis n. sp.

Pl. I, fig. 18—19

- 1909 *Cardium* cfr. *Barboti* R. HOERNES, I. SIMIONESCU: (17), p. 141.

Les argiles bugloviennes nous ont offert, le long du Prut, dans les départements de Botoșani et Dorohoi, plusieurs empreintes rappelant comme aspect d'ensemble *Cardium barboti* R. HOERNES, mais qui appartiennent sans doute à une espèce distincte. Nous en présentons ici la description.

Les valves sont très minces, faiblement convexes, à crochet petit, faiblement inéquilatérales montrant un contour subtrapézoïdal. A l'extérieur, les côtes sont minces, inégales, certaines d'entre elles (7 ou 8) proéminentes, plus développées que les intermédiaires. Les plus développées sont aiguës



et pourvues de rares épines. Les côtes intermédiaires sont lisses. Dentition inconnue.

Cardium barboti R. HOERN. est distinct de notre espèce par son contour trapezoïdal, par ses côtes qui sont toutes, les proéminentes comme les non-proéminentes, pourvues d'épines nombreuses, ce qui n'est pas le cas pour la forme que nous décrivons ici.

Les empreintes de *C. barbotensis* n. sp. qui se trouvent dans les collections du Laboratoire de Géologie de l'Université de Iași, ont été récoltées par SIMIONESCU dans les argiles bugloviennes de Lihnești, Livenii Noi, Șerpenița (Botoșani) et de Cotu Zamca, sur le Prut (Départ. de Dorohoi), au SE de Miorcani.

Cardium lithopodolicum DUBOIS
(= *C. protractum* EICHW.)

Pl. I, fig. 20—22

- 1831 *Cardium lithopodolicum* nov. DE MONTPEREUX, FR. DU BOIS (1), p. 62, pl. VII, fig. 29.
 1853 » *protractum* EICHWALD: (10), p. 98, pl. IV, fig. 18 a, b, c.
 1882 » *subprotractum* HILBER: (14), p. 17, pl. I, fig. 46.
 1903 » *lithopodolicum* DUB., LASKAREV: (16), p. 79, pl. III, fig. 21—22.
 1903 » *protractum* EICHW., LASKAREV: (16), p. 79, pl. IV, fig. 23—24.
 1932 » » EICHW., DAVIDASCHVILI: (4), p. 13, pl. V, fig. 6—7.
 1934 *Limnocardium protractum* EICHW., W. FRIEDBERG: (9), p. 157, pl. XXIV, fig. 18—20,
 1935 *Cardium lithopodolicum* DUB., KOLESNIKOV: (5), p. 102, pl. XIV, fig. 7—10.
 1937 *Limnocardium lithopodolicum* DUBOIS, S. GILLET: (13), p. 345 (25).
 1940 *Cardium protractum* EICHW., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 170, pl. VIII, fig. 28—29,
 tab. IX, fig. 49, 53.

Valves obliquement allongées, carénées, mais sans que le champ de la carène soit nettement séparé du reste de la valve. La partie antérieure est courte et arrondie, la postérieure allongée et tronquée. A l'extérieur on remarque 24—26 côtes aplaties, séparées par des intervalles plus étroits. Cette forme se trouve en moulages: elle est caractéristique pour les calcaires des toltry, à droite du Prut, d'où nous l'avons récoltée à Stâncă-Ștefănești et Ripiceni-Fabrica (Départ. de Botoșani). Habituellement, *Cardium lithopodolicum* a des dimensions plus fortes par rapport à *C. ruthenicum*; il présente cependant des passages vers ce dernier, d'où probablement la confusion entre ces espèces, faite par certains auteurs.

Cardium ruthenicum HILBER

Pl. I, fig. 23—28

- 1882 *Cardium ruthenicum* n. f. HILBER: (14), p. 15, pl. I, fig. 42.
 1882 » *subprotractum* n. f. HILBER: (15), p. 17, pl. I, fig. 47.
 1903 » *lithopodolicum* var. *ruthenica* HILB., LASKAREV: (15), p. 75, pl. III, fig. 1—8.
 1932 » *ruthenicum* HILB., DAVIDASCHVILI: (4), p. 12, pl. V, fig. 1—5.
 1934 *Limnocardium lithopodolicum* DUB., W. FRIEDBERG, partim: (9), p. 154, pl. XXIV,
 fig. 15—17, non. 12—14.



- 1935 *Cardium ruthenicum* (HILB) LASK., KOLESNIKOV: (5), p. 101, pl. XIV, fig. 1—6.
 1937 *Limnocardium ruthenicum* HILB., S. GILLET: (13), p. 346 (24).
 1940 *Cardium ruthenicum* HILB., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 183, pl. IX, fig. 46, 48.

Les calcaires des toltry à droite du Prut offrent souvent des empreintes de cette espèce très caractéristique. *Cardium ruthenicum* se distingue des autres Cardiidés surtout par sa carène bien dessinée, dont le champ se sépare nettement du reste de la valve. La diagnose exacte a été présentée par SIMIONESCU.

Nous avons récolté cette forme à Stâncă-Ștefănești, Movila Ruptă, Ripiceni-Fabrica (Départ. de Botoșani), Livenii Vechi, Mitoc et Manoleasa Prut (Départ. de Dorohoi).

A Movila Ruptă, *C. ruthenicum* se trouve également dans les marnes blanchâtres qui recouvrent les calcaires du toltry.

b) VOLHYNEN (SARMATIEN INFÉRIEUR)

Ervilia podolica EICHW.

Pl. I, fig. 29—30, 32

- 1853 *Crassatella podolica* m. ED. EICHWALD: (10), p. 91, pl. V, fig. 22.
 1870 *Ervilia podolica* EICHW., M. HOERNES: (2), p. 73, pl. III, fig. 12.
 1882 * » EICHW., COBĂLCESCU: (12), p. 120, pl. IX, fig. 5.
 1903 * » EICHW., I. SIMIONESCU: (7), p. 17, pl. I, fig. 19.
 1932 * » EICHW., DAVIDASCHVILI: (4), p. 35, pl. I, fig. 17—24.
 1934 * » EICHW., W. FRIEDBERG: (9), p. 41, pl. VII, fig. 23—24.
 1935 * *dissita* var. *podolica* EICHW., KOLESNIKOV: (5), p. 42, pl. III, fig. 17—18.
 1940 * *podolica* EICHW., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 143, pl. VIII, fig. 10—11.

Valves inéquilatérales, faiblement carénées, à partie antérieure arrondie, la postérieure allongée et tronquée. La surface externe recouverte de stries d'accroissement fines.

Cette forme est assez fréquente dans le Volhynien surtout dans les régions occidentales du Département de Dorohoi, constituant parfois, ensemble avec *E. podolica* var. *dissita* EICHW. de vraies lumachelles.

Ervilia podolica var. *dissita* EICHW.

- 1853 *Crassatella dissita* EICHWALD: (10), p. 92, pl. V, fig. 24.
 1902 *Ervilia podolica* EICHW. var. *dissita* EICHW., N. ANDRUSOV: (11), p. 360.
 1903 * » » » » W. LASKAREV: (16), p. 75, pl. II, fig. 17—20.
 1932 *Ervilia podolica* EICHW. var. *dissita* EICHW., DAVIDASCHVILI: (4), p. 37, pl. I, fig. 17—20, 22—23, non 21.
 1934 *Ervilia podolica* EICHW. var. *dissita* EICHW., W. FRIEDBERG: (9), p. 42, pl. VII, fig. 25—28.
 1935 *Ervilia dissita* EICHW., KOLESNIKOV: (5), p. 39, pl. III, fig. 9—16.



Valves minces, allongées, inéquilatérales, faiblement carénées, à partie antérieure courte, la postérieure étant plus longue et arrondie.

Cette forme est très commune dans les grès calcaires et les calcaires oolithiques du Volhynien de la partie ouest du Département de Dorohoi; elle forme par son accumulation dans certains niveaux de vraies lumachelles. Elle a été citée par LASKAREV aussi dans les couches de Buglowka.

Ervilia podolica var. *concinna* EICHW.

Pl. I, fig. 31

Cette variété est rare dans le Volhynien. Elle a été cependant citée, par M. TUFESCU (10), sous le nom de *Ervilia trigonula* LASK., dans les argiles du confluent de Bahlui avec le Pârâu-cu-Lespezi, à l'altitude de 360 m.

Tapes vitalianus D'ORB. var. *infrasarmatica* ANDR.

Pl. I, fig. 36—37

1932 *Tapes vitalianus* D'ORB., var. *infrasarmatica* ANDR., DAVIDASCHVILI: (4), p. 32, pl. II, fig. 20—27.

1935 *Tapes vitalianus* D'ORB., KOLESNIKOV, partim: (5), p. 69, pl. VIII, fig. 4—6.

Cette variété diffère du type par plusieurs particularités. Ainsi, elle ne montre pas à la surface externe des valves, la crête faiblement accentuée partant du crochet vers l'angle postéro-inférieur. On n'y remarque pas non plus la dilatation vers sa partie postérieure, ni les fines stries radiales à la surface externe recoupant les lignes d'accroissement. De même, la partie postérieure de la valve est plutôt arrondie que tronquée.

Nous avons rencontré cette variété dans les sables volhyniens de Hilişeni-Gafencu (Département de Dorohoi). Elle se retrouve assez souvent dans le faciès volhynien à agglomérations d'*Ervilia podolica* du reste du Département de Dorohoi.

Dimensions: longueur 12—17 mm; hauteur 8,5—11 mm; épaisseur 5 mm.

Tapes naviculatus (R. HOERN.) ANDR.

Pl. I, fig. 38

1874 *Tapes gregaria* PT. var. *naviculata* BAILY, R. HOERNES: (2), p. 47, pl. II, fig. 2—3.

1902 » » PARTSCH, I. SIMIONESCU partim: (2), p. 16, pl. I, fig. 17.

1902 » *naviculata* R. HORNES, ANDRUSOV: (11), p. 358.

1929 » » (R. HORNES), VĂSCĂUȚANU: (8), p. 98, pl. VII, fig. 16—17.

1932 » *naviculatus* (R. HORNES) ANDRUS., DAVIDASCHVILI: (4), p. 35, pl. II, fig. 12—15.

1935 *Tapes naviculatus* (R. HORNES) ANDRUS., KOLESNIKOV: (5), p. 74, pl. VIII, fig. 11—20.

1940 *Tapes vasluensis* I. SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 161, pl. VII, fig. 51—52.

Cette espèce diffère des autres formes de *Tapes* par des valves médiocrement convexes, triangulaires, à crochet proéminent, aigu et recourbé en



avant. La partie antérieure de ces valves est courte, la postérieure allongée. Les bords antérieur, ventral et postérieur sont arrondis, le cardinal oblique vers l'arrière. La surface externe est recouverte par des lignes d'accroissement inégales. La dentition est celle caractéristique du genre.

Cette forme, qui se trouve en URSS aussi bien dans le Sarmatien inférieur que dans le Sarmatien moyen (elle est citée aussi dans les argiles de Ungheni), se rencontre dans les sables volhyniens de Hilșeni-Gafencu (Départ. de Dorohoi), et dans ceux de Chișcovata (Départ. de Botoșani), dans la colline de Poiana Mesteacănului, à 380 m d'altitude.

C'est une forme rare dans le Sarmatien du N de la Moldavie. Dimensions: longueur 12 mm; hauteur 10 mm; épaisseur 3 mm.

Syndesmya reflexa EICHW.

- 1853 *Tellina reflexa* EICHWALD: (10), p. 14, pl. VI, fig. 8.
 1901 *Syndesmya reflexa* (EICHW.) I. SIMIONESCU: (2), p. 14, pl. II, fig. 5—6.
 1902 » » » I. SIMIONESCU: (2), p. 17, pl. II, fig. 5—6.

Mactra eichwaldi LASCAREW (non KOLESNIKOV 1925)
 (= *Mactra praevitaliana* n. sp.)

- 1903 *Mactra fragilis* LASK., LASCAREW: (16), p. 85—89.
 1910 » *eichwaldi* m. (= *M. fragilis* LASK. prindem) LASCAREW: (16), p. 661.
 Non 1925 » » KOLESNIKOV: p. 3.
 1932 » » LASK. (*fragilis* LASK. prindem) DAVIDASCHVILI: (4), p. 38, pl. III, fig. 6, 10—16.
 1934 » » JIJTSCHENKO (Zhizhchenko): (8).
 1935 » » LASK., KOLESNIKOV: (5), p. 46, pl. IV, fig. 1—4.
 Non 1935 » » KOLESN. (non JIJTSCHENKO), N. MACAROVICI: p. 500, pl. IV, fig. 7—10.
 Non 1940 *Mactra eichwaldi* LASK., I. SIMIONESCU: (7), p. 155, pl. IX, fig. 57 et fig. 150 text.

Cardium obsoletum EICHW.

Pl. I, fig. 33

- 1853 *Cardium obsoletum* m. EICHWALD: (10), p. 97, pl. IV, fig. 19.
 1870 » » EICHW., M. HOERES: (2), p. 205, pl. XXX, fig. 3.
 1928 » » » TH. VĂSCĂUȚANU: (8), p. 99 (15), pl. VIII, fig. 18—21.
 1934 » » » W. FRIEDBERG: (9), p. 152, pl. XXIV, fig. 7—9.
 1940 » » » SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 176, pl. VIII, fig. 62, pl. IX, fig. 17, 32, 33, 54.

Valves presque équilatérales, orbiculaires, convexes. La surface externe montre 22—24 côtes arrondies, toutes entièrement recouvertes d'écailles denses depuis le crochet jusqu'à leur extrémité; c'est un caractère distinctif par rapport à des espèces voisines. Les intervalles séparant les côtes sont plus étroits que celles-ci: ils sont garnis de minces lignes transversales, parallèles entre elles et qui représentent les prolongements des écailles portées par les côtes.



Cette espèce se rencontre assez fréquemment dans le Volhynien du Département de Botoșani. Les formes que nous décrivons ici proviennent de Chișcovata (Botoșani), des sables de la colline de Poiana Mesteacănului, à l'altitude de 380 m.

Cardium gracile PUSCH (*C. plicatum* EICHW.)

Pl. I, fig. 34

- 1837 *Cardium gracile* n. sp., G. PUSCH: p. 66, pl. VII, fig. 4.
 1853 * *plicatum* m., EICHWALD: (10), p. 96, pl. IV, fig. 20.
 1874 * * EICHW. var., R. HOERNES: (2), p. 53, pl. III, fig. 11—12.
 1903 * *latesulcatum* MÜNSTER, I. SIMIONESCU, partim: (2), p. 14, pl. I, fig. 12—13, non fig. 9.
 1934 *Limnocardium plicatum* EICHW., W. FRIEDBERG, partim: (9), p. 143, pl. XXIII, fig. 8 (non fig. 7).
 1935 *Cardium gracile* PUSCH, W. KOLESNIKOV: (5), p. 112, pl. XVI, fig. 23—28.
 1937 *Limnocardium gracile* PUSCH, S. GILLET: (13), p. 19.
 1940 *Cardium gracile* PUSCH, SIMIONESCU et BARBU: (7) p. 165, non fig. 14.

Valves inéquilatérales, allongées, régulièrement convexes, plus longues que larges. La partie antérieure, arrondie, est de deux fois plus courte que la partie postérieure, qui est tranchée obliquement. A l'extérieur, on observe 10—12 côtes arrondies et de plus en plus larges à mesure qu'elles approchent le bord ventral. Les intervalles entre les côtes sont plus larges que les côtes. Le crochet ne dépasse que peu la ligne cardinale.

Cette forme est assez fréquente dans le Volhynien du N de la Moldavie. Les échantillons décrits proviennent des sables de Chișcovata (Botoșani), de la colline de Poiana Mesteacănului, à 380 m d'altitude.

Dimensions: 19 mm longueur; 14 mm hauteur; 6 mm épaisseur.

Cardium gracile var. *kasinkense* KOLESN.

Pl. I, fig. 35

- 1903 *Cardium plicatum* EICHW., I. SIMIONESCU: (2), p. 14, pl. I, fig. 14.
 1929 * *gracile* PUSCH var. *kasinkense* n. var., W. KOLESNIKOV: (12), p. 40, pl. XIII, fig. 309—314.
 1932 * *gracile* PUSCH (*plicatum* EICHW.), L. DAVIDASCHVILI: (4), p. 23, pl. VII, fig. 7—9.
 1934 * *plicatum* EICHW., W. FRIEDBERG, partim: (9), p. 143, pl. XXIII, fig. 7 a, b.
 1935 * *kasinkense* KOLESN., KOLESNIKOV: (5), p. 114, pl. XVII, fig. 1—5.

Chez cette variété, les valves sont inéquilatérales, plus courtes que dans le type et plus convexes. La surface externe porte aussi 10—12 côtes arrondies, séparées par des intervalles plus larges qu'elles. La charnière est celle de la forme type: seul le crochet dépasse ici la ligne cardinale.

Cette forme est commune dans le Volhynien du N de la Moldavie; elle a été déterminée par M. TUFESCU sous le nom de *C. plicatum* EICHW.



Les échantillons décrits proviennent du même gisement que la forme type, à savoir des sables de Chişcovata, de la colline de Poiana Mesteacănului, à 380 m d'altitude.

Dimensions: 20 mm longueur; 7,5 mm épaisseur; 17 mm hauteur.

c) BESSARABIEN (SARMATIEN MOYEN)

Cardium irregulare EICHW.

Pl. I, fig. 40

1853 *Cardium irregulare* EICHWALD: (10), p. 95, pl. IV, fig. 23.

1903 " " EICHW., SIMIONESCU partim: (9) p. 13, pl. I, fig. 10, (non fig. 8, 11).

1940 *Cardium irregulare* EICHW., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 181, pl. IX, fig. 2.

Valves subtrapézoïdales, convexes, à bords antérieur et ventral arrondis, le postérieur tranché un peu obliquement. La surface externe porte environ 24—26 côtes, séparées par des intervalles de même largeur qu'elles-mêmes. Ce qui est caractéristique pour cette espèce, c'est le fait que seuls 5 ou 6 côtes moyennes, dépourvues d'écailles, sont uniquement ornées de lignes d'accroissement, plus marquées vers le bord ventral.

Cette forme semble assez commune dans le Bessarabien du S du Département de Botoşani, et l'E du Département de Baia.

Du fait de son ornementation et de son aspect général cette espèce peut être facilement confondue avec *C. obsoletum* EICHW. L'échantillon décrit provient de Giurgeşti (Baia), des calcaires oolithiques de la colline de Costeşti du versant vers Valea Bărbăteştilor; il a été recolté par M. TUFESCU et déterminé par cet auteur comme *Cardium obsoletum* EICHW.

Cardium ingratum KOLESN.

Pl. I, fig. 41

1929 *Cardium ingratum* n. sp. KOLESNIKOV: (12), p. 13, pl. IV, fig. 95—101.

1935 " " KOLESN., KOLESNIKOV: (5), p. 93, pl. XI, fig. 10—16.

1937 *Limnocardium ingratum* KOLESN., S. GILLET: (13), p. 336, (14), pl. III, fig. 6.

1940 *Cardium ingratum* KOLESN., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 179, pl. VIII, fig. 50—52.

Cette forme est assez rare dans le Bessarabien de l'E du Département de Baia et du S du Département de Botoşani. La diagnose exacte en a été présentée par SIMIONESCU.

Les échantillons dont il est question ici ont été collectionnés par M. TUFESCU dans le calcaire oolithique de Giurgeşti (Baia), du Dealul Costeştilor, à 235 m d'altitude, dans le versant vers Valea Bărbăteştilor; l'espèce se retrouve dans la colline de Țencușa-Holmu, à l'W de Şendreni (Botoşani); M. TUFESCU a déterminé ces formes sous le nom de *Cardium obsoletum* EICHW.



Cardium plicatoides SIMIONESCU var. *planicostata* n. var.

Pl. I, fig. 42—43

Forme typique: 1940 *Cardium plicatoides* n. f., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 165, pl. VIII, fig. 68.

Valves de forte taille, inéquilatérales, subquadrangulaires, convexes, faiblement carénées. La surface externe en est couverte de 18-20 côtes applaties, égales entre elles jusqu'au bord de la carène et séparées les unes des autres par des intervalles un peu plus étroits que les côtes. La région de la carène porte encore 3 ou 4 côtes de même forme que les autres, mais plus étroites.

Les lignes d'accroissement en traversant les côtes déterminent des écailles, surtout marquées vers la partie ventrale des valves. Le bord antérieur de ces valves est régulièrement arrondi, le postérieur s'incline brusquement au-dessous du crochet, dessinant ensuite une courbe. Cette variété ne diffère du type que par sa taille et par ses côtes applaties.

M. TUFESCU détermine notre forme sous le nom de *Cardium protractum* EICHW., en la citant du calcaire oolithique de Valca Bărbăteștilor, près de Giurgești (Baia), et de la colline de Cetățuia près de Băiceni (Iași); il la cite encore de Dealul Ciumalu, près de Hărmănești (Baia), comme *C. protractum* EICHW. (= *Lithopodolicum* DUB.).

Cardium dōnginki SINZ. var. *giurgestensis* n. var.

Pl. I, fig. 45

Valves minces, fragiles, faiblement convexes, très inéquilatérales, légèrement carénées, à crochet petit et aigu. Le bord antérieur est arrondi, le postérieur tronqué, l'inférieur convexe, se recourbant pour se continuer dans l'antérieur. Le bord cardinal est rectiligne en arrière, et forme avec le bord postérieur un angle obtus. La surface externe est couverte de 10—12 côtes, dont seulement 7 ou 8 débutent près du crochet et sont plus accusées. Les premières deux ou trois côtes de la partie antérieure sont pourvues d'épines vers le bord inférieur. Parmi les côtes proéminentes, se remarquent 2 ou 3 côtes moins accusées et qui n'atteignent pas le crochet. Les côtes s'élargissent de plus en plus vers le bord inférieur, élargissement qui s'observe aussi pour les intervalles qui les séparent. La carène, qui est séparée du reste de la valve par une côte proéminente, est ornée de 2 ou 3 côtes très fines. Les lignes d'accroissement, habituellement très fines, sont localement plus prononcées.

Cette variété diffère de l'espèce-type par sa carène plus faible et ornée de côtes minces, par le nombre plus réduit des côtes, et le fait que le bord cardinal forme avec le postérieur un angle obtus.

La variété que nous décrivons ici a été trouvée par M. TUFESCU dans le calcaire oolithique de Giurgești (Baia) à l'altitude de 240 m, dans Valea Bărbăteștilor sur le versant occidental de Dealul Costeștilor; c'est une forme rare dans le Bessarabien de la partie orientale du Département de Baia.



Cardium uiratamense KOLESN.

Pl. I, fig. 44.

- 1903 *Cardium vindobonense* PT., LASCAREV partim: (16), p. 79, pl. III, fig. 18.
 1928 » *uiratamense* n. sp. KOLESNIKOV: (12), p. 9, pl. III, fig. 52—61.
 1932 » » KOLESN., DAVIDASCHVILI: (4), p. 19, pl. VI, fig. 14—18.
 1935 » » » KOLESNIKOV: (5), p. 89, pl. X, fig. 10—15.
 1940 » » » SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 177, pl. IX, fig. 42—43.

Les calcaires de la colline dite Țencușa-Holmu, à l'W de Șendreni (Département de Botoșani), ont offert à M. TUFESCU certaines Cardiidées de petite taille qui sont très voisines de l'espèce de KOLESNIKOV.

Les valves faiblement convexes, légèrement carénées, subtrapezoïdales, inéquilatérales, arrondies antérieurement, tronquées à l'arrière. La surface externe est ornée, jusqu'à la carène, de 19—20 côtes et cette carène porte elle-même de 4 à 5 côtes plus minces que celles du reste de la valve. Sur toutes ces côtes on remarque des écailles, lesquelles sont plus accusées vers la partie ventrale de la valve. Les intervalles entre les côtes sont très étroits.

Cette forme est identique à la fig. 18 donnée par LASKAREV (pl. III), mais en même temps elle ne s'éloigne pas beaucoup des figures présentées aussi par d'autres auteurs de *C. uiratamense* KOLESN. Elle est toujours citée du Sarmatien inférieur; SIMIONESCU l'a décrit du Sarmatien moyen de Kichinev (U.R.S.S.). Dans la colline de Țencușa, notre forme se trouve dans les calcaires du Sarmatien moyen.

Dimensions: longueur, 12,5 mm; hauteur, 10 mm; épaisseur, 4 mm.

Tapes vitalianus D'ORB.

Pl. I, fig. 46—48

- 1844 *Venus vitalianus* D'ORBIGNY, in SIMIONESCU (7): (6), p. 486, pl. V, fig. 22—25.
 1874 *Tapes gregaria* PARTSCH var. *vitaliana* D'ORB., R. HOERNES: (2), p. 41, pl. 13.
 1899 » *vitaliana* D'ORB., SOKOLOV: p. 19 (68), pl. II, fig. 14—21.
 1903 » » » LASKAREV: (16), p. 65.
 1929 » » » T. VĂSCĂUȚANU: (8), p. 13, pl. VII, fig. 13—15.
 1932 » *vitalianus* » DAVIDASCHVILI: (4), p. 31, pl. II, fig. 16—19.
 1935 » » » var. *mediosarmatica* ANDRUS., KOLESNIKOV: (5), p. 75, pl.

VIII, fig. 7—10.

- 1940 *Tapes vitalianus* D'ORB., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 159, pl. VII, fig. 37—41.

Cette forme se rencontre fréquemment dans le Sarmatien moyen de l'W du Départ. de Iași et de l'E de celui de Baia. Dans la collection de M. TUFESCU, les échantillons sont marqués comme provenant de Giurgești, Todirești (Baia), Cotnari, Băiceni, (Iași).

On trouvera la diagnose exacte de l'espèce dans le mémoire de SIMIONESCU.

Dimensions: longueur, 16 — 26 mm; hauteur, 12 — 19 mm; épaisseur, 3 — 6,5 mm.

Tapes gregarius PARTSCH, var. *ponderosa* D'ORB.

1844 *Venus ponderosa* D'ORBIGNY: (6), p. 482, pl. VII, fig. 12 — 14 in SIMIONESCU (7).

1853 » *incrassata* m. EICHWALD: (10), p. 104, pl. V, fig. 12.

1940 *Tapes gregarius* var. *ponderosa* D'ORB., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 159, pl. VII, fig. 35—36, 42—44.

Cette forme est commune dans le Sarmatien moyen du Départ. de Baia et de l'W du Départ. de Iași. Les échantillons sont de taille variable, présentant toujours une coquille épaisse. Les valves sont plus ou moins convexes. La surface externe est ornée de stries d'accroissement inégalement développées. Le bord postérieur est tronqué, formant un angle obtus avec le bord cardinal. Ce dernier caractère diffère complètement cette variété par rapport à la forme typique, dont le bord postérieur est largement convexe.

Dimensions: longueur, 25 — 36 mm; hauteur, 20 — 29 mm; épaisseur 7 — 9,5 mm.

Tapes gregarius var. *dissita* EICHW.

Pl. I, fig. 49

1844 *Venus Fadiefi* D'ORBIGNY: (6), p. 483, pl. V, fig. 26—29, in SIMIONESCU (7).

1853 » *dissita* m., EICHWALD: (10), p. 105, pl. V, fig. 13.

1940 *Tapes gregarius* var. *dissita* EICHW., SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 159, pl. VII, fig. 45—48.

Valves de dimensions moyennes, assez épaisses, allongées, à bord postérieur arrondi. Surface externe ornée de fines stries radiales. C'est une forme rare. Les échantillons de la collection TUFESCU sont étiquetés comme provenant de Băiceni, Cotnari (Départ. de Iași) et de Poiana Rădeni (Départ. de Botoșani).

Dimensions: longueur, 23—29 mm; hauteur, 18—21 mm; épaisseur, 5—7,5 mm.

Tapes, aff. *tricuspis* EICHW.

Bibliographie et diagnose dans: SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 160, pl. VII, fig. 49 — 50.

Dans les sables de Băiceni (Départ. de Iași), on peut récolter des formes de *Tapes* rappelant beaucoup l'espèce de EICHWALD; mais les valves épaisses, de dimensions moyennes, ont leur partie antérieure plus allongée que les autres formes du genre récoltées dans cette région. Le bord postérieur est légèrement arrondi.

Dimensions: longueur, 31 mm; hauteur, 23 mm; épaisseur, 6 mm.

Donax lucidus EICHW.

Bibliographie et diagnose dans: SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 143, pl. VIII, fig. 4 — 5.

Très commun dans le Sarmatien moyen du Départ. de Baia et les environs de Băiceni et de Cotnari (Départ. de Iași).



Donax dentiger EICHW.

Pl. I, fig. 39 et 50

Bibliographie et diagnose dans: SIMIONESCU et BARBU: (7), p. 143, pl. VIII, fig. 27.

Forme rarement rencontrée aussi bien dans le Sarmatien inférieur du SW du Départ. de Dorohoi (Ruși, Șendriceni) et de l'W du Départ. de Botoșani (Chișcovata), que dans le Sarmatien moyen du Départ. de Baia et de la région Băiceni Cotnari (Départ. de Iași).

BIBLIOGRAPHIE

(SUPLÉMENT POUR LA PALEONTOLOGIE)

1. DU BOIS DE MONTPEREUX F. Conchylogie fossile et aperçu géognostique des formations du plateau Volhyni-Podolien. Berlin, 1831.
2. HOERNES R. Tertiärstudien. Die Fauna der sarmatischen Ablagerungen von Kischineff in Bessarabien. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* Bd. 24, Wien, 1874.
3. GATUEV S. Les espèces néogènes du genre *Modiolus* de Russie. *Trav. Mus. géol. près. l'Acad. Sc. de U.R.S.S.*, II, Moscou, 1916.
4. DAVIDASCHVILI L. Fossils of the sarmatian beds. *Trans. of the State Petroleum Research Institute*, V, Moscou, 1932.
5. KOLESNIKOV V. Sarmatische Mollusken in Paläontologie der U.S.S.R. *Akad. d. Wissensch. d. U.S.S.R.*, Bd. X, 2. Leningrad, 1935.
6. D'ORBIGNY A. Paléontologie du voyage de M. Hommaire de Hell. Les steppes de la Mer Caspienne, T. III. Paris, 1844.
7. SIMIONESCU I. et BARBU I. Z. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. al României*, Vol. III. București, 1940.
8. ZHIZHCHENKO B. Molluska from the Miocena of Ciscaucasia. *Trans. of the geol. Inst.*, Ser. A, fasc. 38, Moscova, 1934.
9. FRIEDBERG W. Mollusca miocaenica Poloniae, pars II, Lamellibranchiata. Cracovia, 1936.
10. EICHWALD E. *Lethea rossica*. Dernière période, Stuttgart, 1853.
11. ANDRUSOV N. Die südrussischen Neogenablagerungen. Sarmatische Stufe. *Verh. d. Russ. k. Min. Gesell. z. St. Petersb.* Bd. 39, 1902.
12. KOLESNIKOV V. Sur les Cardiidés de l'étage sarmatique. *Trav. Mus. géol. près l'Acad. Sc. de U.R.S.S.* Leningrad, 1929.
13. GILLET S. Les Limnocardiidés de quelques gisements du Sarmatien roumain. *An. Inst. Geol. al României*, Vol. XIX, București, 1938.
14. HILBER V. Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän. *Abhandl. d. k. k. geol. R. A.*, 1882.
15. — Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, Bd. 32, Wien, 1882.
16. LASKAREW W. Die Fauna der Buglowka Schichten in Wolhynien. *Mém. du Comit. géol.*, Nouv. sér., Liv. 5, St. Petersb., 1903.

Reçu le 12 avril 1948.





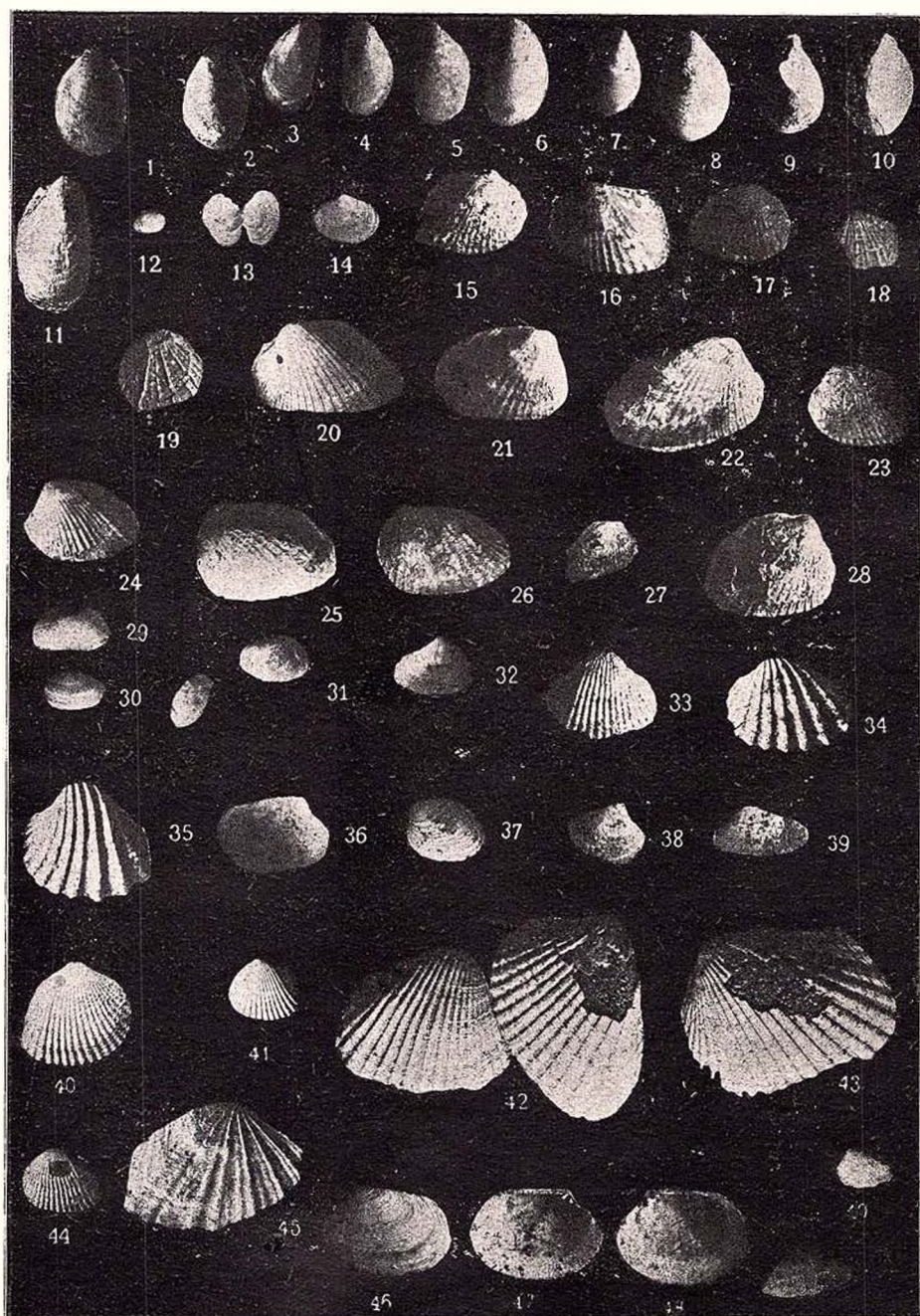
PLANCHE I

- Fig. 1—2. — *Modiola navicula* DUBOIS, Buglovien, Ripiceni (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 3—11. — *Modiola sarmatica* GAT., Buglovien, Ripiceni (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 12. — *Ervilia podolica* EICHW., Buglovien, Râșca, au Sud de Lihnești (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 13. — *Ervilia podolica* var. *concinna* EICHW., Buglovien, Râșca, au Sud de Lihnești (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 14. — *Ervilia podolica* var. *dissita* EICHW., Buglovien, Râșca, au Sud de Lihnești (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 15. — *Cardium obsoletiformis* KOLESN., Buglovien, Ripiceni (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 16. — *Cardium obsoletiformis* KOLESN., Buglovien, Movila Ruptă (Botoșani), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 17. — *Cardium obsoletiformis* KOLESN., Buglovien, Stâncă Ștefănești (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 18—19. — *Cardium barbotensis* n. sp. (*Card.* cfr. *Barboti* (R. HOERNES) I. SIMIONESCU), Buglovien, Lihnești (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 20. — *Cardium lithopodolicum* DUBOIS (= *Card. protractum* EICHW.), Buglovien, Stâncă Ștefănești (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 21—22. — *Cardium lithopodolicum* DUBOIS, Buglovien, Ripiceni (Botoșani), Coll. I. Atanasiu.
- Fig. 23. — *Cardium ruthenicum* HILBER, Buglovien, Movila Ruptă (Botoșani), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 24—26. — *Cardium ruthenicum* HILBER, Buglovien, Ripiceni (Botoșani), Coll. I. Simionescu et N. Macarovici.
- Fig. 27—28. — *Cardium ruthenicum* HILBER, Buglovien, Stâncă Ștefănești (Botoșani), Coll. I. Simionescu.
- Fig. 29—30. — *Ervilia podolica* EICHW., Sarmatien inf., Burdujeni (Suceava), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 31. — *Ervilia podolica* var. *concinna* EICHW., Sarmatien inf., Burdujeni (Suceava), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 32. — *Ervilia podolica* EICHW., Sarmatien inf., argiles, Poiana Runcu (Pârăul cu Lespezi-Bahlui), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 33. — *Cardium obsoletum* EICHW., Sarmatien inf., Chișcovata, Poiana Mesteacă (Botoșani), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 34. — *Cardium gracile* PUSCH (= *Card. plicatum* EICHW.), Sarmatien inf., Chișcovata, Poiana Mesteacă (Botoșani), Coll. N. Macarovici.



- Fig. 35. — *Cardium gracile* var. *kasinkense* KOLESN., Sarmatien inf., Chişcovata, Poiana Mesteacă (Botoşani), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 36. — *Tapes vitalianus* D'ORB. var. *infrasaromatica* ANDR. (moulage), Sarmatien inf., Burdujeni (Suceava), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 37. — *Tapes vitalianus* D'ORB. var. *infrasaromatica* ANDR., Sarmatien inf., Hilişeni-Gafencu (Dorohoiu), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 38. — *Tapes naviculatus* (R. Hoernes), Sarmatien inf., Hilişeni-Gafencu (Dorohoiu), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 39. — *Donax dentiger* EICHW., Sarmatien inf., Chişcovata, Poiana Mesteacă, (Botoşani), Coll. N. Macarovici.
- Fig. 40. — *Cardium irregulare* EICHW., Sarmatien moyen, oolithe, Giurgeşti, Dealul Costeştilor (Baia), Coll. Victor Tufescu.
- Fig. 41. — *Cardium ingratum* KOLESN., Sarmatien moyen, oolithe, Şendreni, Dealul Țencuşa-Holmu (Botoşani), Coll. Victor Tufescu.
- Fig. 42—43. — *Cardium plicatoides* SIM. var. *planicostatum* n. var., Sarmatien moyen Giurgeşti, Dealul Costeştilor (Baia), Coll. Victor Tufescu.
- Fig. 44. — *Cardium uiratomense* KOLESN., Sarmatien moyen, oolithe, Şendreni, Dealul Țencuşa-Holmu (Botoşani), Coll. Victor Tufescu.
- Fig. 45. — *Cardium donginki* SINZ. var. *giurgestensis* n. var., Sarmatien moyen, oolithe, Giurgeşti, Dealul Costeştilor (Baia), Coll. V. Tufescu.
- Fig. 46—48. — *Tapes vitalianus* D'ORB., Sarmatien moyen, Băiceni (Iaşi), Coll. V. Tufescu.
- Fig. 49. — *Tapes gregarius* var. *dissita* EICHW., forme jeune, Sarmatien moyen, oolithe, Giurgeşti, Dealul Costeştilor (Baia), Coll. V. Tufescu.
- Fig. 50. — *Donax dentiger* EICHW., Sarmatien moyen, oolithe, Giurgeşti, Dealul Costeştilor (Baia), Coll. V. Tufescu.

Les figures de cette planche sont données en grandeur naturelle. Tous les originaux se trouvent dans les collections du Laboratoire de Géologie de l'Université de Jassy.



ION ATANASIU ET N. MACAROVICI

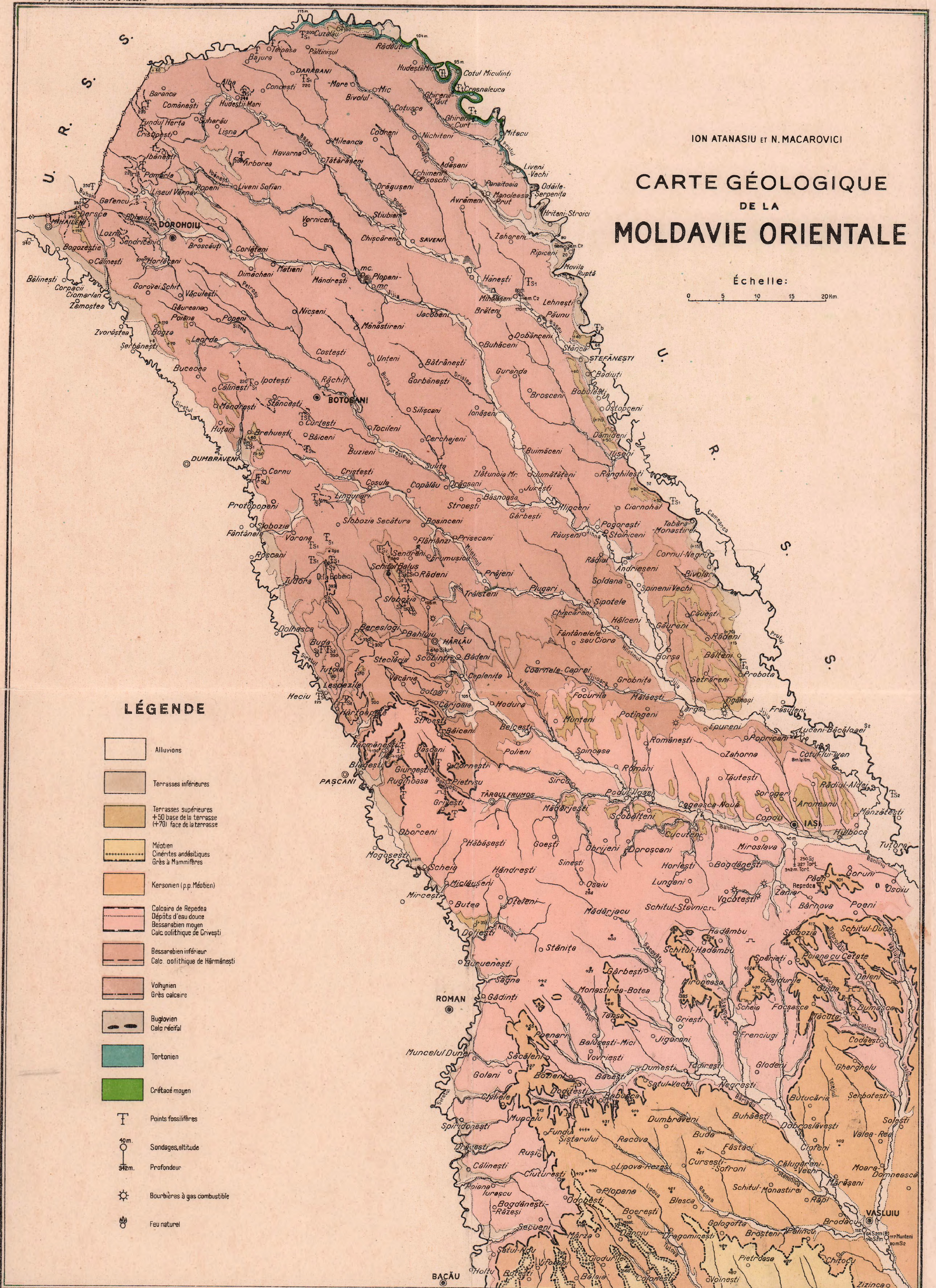
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA MOLDAVIE ORIENTALE

Échelle:

0 5 10 15 20 Km.

LÉGENDE

- Alluvions
- Terrasses inférieures
- Terrasses supérieures
+50 base de la terrasse
(+70) face de la terrasse
- Méotien
Cinértes andastiques
Grès à Mammifères
- Kensien (p.p. Méotien)
- Calcaire de Repedea
Dépôts d'eau douce
Bessarabien moyen
Calcaire oolithique de Grivești
- Bessarabien inférieur
Calcaire oolithique de Hârmănești
- Volhynien
Grès calcaire
- Bugloviien
Calcaire récifal
- Tortonien
- Crétacé moyen
- T Points fossilifères
- 40 m. Sondages, altitude
- 942 m. Profondeur
- Bourbiers à gaz combustible
- Feu naturel



NOUVELLES OCCURRENCES DE BARYTINE DANS LE NW DE LA ROUMANIE

PAR

E. STOICOVICI

Les barytines (SO_4Ba), de Baia Sprie et de Cavnic sont bien connues dans la littérature¹⁾, se remarquant par la beauté des cristaux tabulaires, minces, et par une paragenèse caractéristique avec des cristaux prismatiques de stibine (S_3Sb_2).

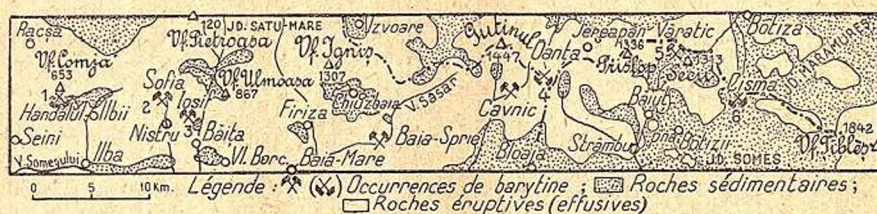


Fig. 1. — Esquisse géologique de nouvelles occurrences de barytine.

A ces occurrences, devenues désormais classiques, on ajoute maintenant six autres localités à barytine, dont la description cristallographique et paragenétique fait l'objet de la note présente.

Les nouvelles localités qu'on aperçoit sur l'esquisse géologique ci-dessus (fig. 1), numérotées de 1 à 6 sont caractérisées comme suit:

Nr. 1. Le versant S et SW du mont Comja, appartenant au petit village montagnard de Hândalul Ilbii, départ. de Satu Mare.

¹⁾ HAUY R. J. Traité de Minéralogie. Paris, 1801, tabl. 35, fig. 10. LEVY A. Description d'une collection de minéraux. Londres, 1837, tabl. 15, fig. 2 etc. PRESL, Minéralogie, 1837, tabl. 12, fig. 511. DUFRESNOY. Minéralogie, 1856, tabl. 13, fig. 76, tabl. 14, fig. 81. SCHRAUF, Atlas, 1875, fig. 29, tabl. 32. GOLDSCHMIDT V. Atlas der Kristallformen, 1913, Bd. I, text, p: 140—170, tabl. 141—184. GIUȘCĂ D. Câteva minerale din Transilvania. Bull. Acad. Roum. Sect. Sci., Tom. XII, p. 142, 1929.

Nr. 2. Le filon Sofia, au niveau de la galerie principale Sfântul Ioan (de la Mine Boncatei), village de Nistru, départ. de Satu Mare ¹⁾.

Nr. 3. Le filon Iosif, de la galerie située au niveau de la vallée du Nistru, départ. de Satu Mare.

Nr. 4. Les filons Oanță I et Oanță II, situés sur le territoire du village Brebu, départ. de Maramureș.

Nr. 5. Le filon Sfântul Ioan de la Mine Vărativ, le village Băiuț, départ. de Someș ²⁾.

Nr. 6. Le filon Cisma, situé dans la vallée qui porte le même nom, un affluent de la vallée Poiana Botizei, village de Poiana Botizei, dép. de Someș ³⁾

CONSIDÉRATIONS CRISTALLOGRAPHIQUES

Les cristaux de barytine de ces localités ont un habitus tabulaire déterminé par les formes essentielles de la pinacoïde c (001) et de la prisme verticale m (110), communes pour toutes les occurrences nouvelles et du reste

TABLEAU I

Les symboles		Les occurrences nouvelles						Les occurrences connues	
en indices	en lettres	Mont Comja	Les filons		Les mines Oanța	Les filons		Baia Sprie (filon principal)	Cavnic (filon Sf. Gheor ghe)
			Sofia	Iosif		Ioan	Cisma		
(001)	c	+	+	+	+	+	+	+	+
(010)	b	+	—	+	—	+	—	+	+
(100)	a	+	—	—	—	—	—	+	+
(110)	m	+	+	+	+	+	+	+	+
(130)	x	—	—	—	+	—	—	—	—
(011)	o	—	—	+	—	+	—	+	+
(031)	Φ	—	—	—	—	—	+	+	+
(102)	d	+	+	—	—	—	—	+	+
(104)	l	—	—	—	+	+	—	+	+
(1.0.10)	q	—	—	+	—	—	—	—	—
(111)	z	—	+	—	+	+	—	+	+

¹⁾ Les échantillons de barytine ont été mis à notre disposition par l'Exploitation *Minele de Plumb și Zinc*, Nistru-Baia Mare, en 1946, grâce à la bienveillance de M. GHEORGHE EFF ingénieur chef d'exploitation.

²⁾ Les échantillons de barytine ont été mis à notre disposition par l'Exploitation *Minaur* de Băiuț, grâce à la bienveillance de M. ANDRON OLTEANU, ingénieur, chef d'exploitation.

³⁾ Une partie des cristaux mesurés provient de la collection G. PRIMICS, 1885, se trouvant dans la collection minéralogique de l'Université de Cluj.

TABLEAU II
La variation comparative des angles dièdres

Angles	Le mont Comja	Les filons		Les mines Oanta	Les filons		Les Angles théoriques
		Sofia	Iosif		Sf. Ioan	Cisma	
(110)/(110)	*78°22' ± 4'	*78°16,75' ± 0,75'	*78°19' ± 4'	*78°18' ± 2'	78°20' ± 2'	78°26' ± 4'	78°22'23"
(001)/(011)	—	—	52°36' ± 5'	52°40,5' ± 2,5'	*52°41' ± 2'	—	52°43'8"
(001)/(110)	90° ± 2'	*90° ± 1,5'	90° ± 1'	90° ± 2'	90° ± 3'	90° ± 1,5'	90°
(010)/(110)	51°1,5' ± 3'	—	50°50,5' ± 3'	50°53,5' ± 2,5'	50°49' ± 3'	—	50°48'42,5"
(010)/(011)	—	—	37°21' ± 5'	37°19,5' ± 1,75'	37°22,5' ± 2,5'	—	37°16'52"
(001)/(111)	—	64°9,8' ± 2,75'	—	—	64°16' ± 6'	—	64°9'34,5"
(001)/(102)	*38°51' ± 3'	*38°49' ± 16'	38°49' ± 3'	—	—	—	38°51'49"
(001)/(031)	—	—	—	—	—	*75°36' ± 10'	75°45'
(110)/(102)	—	59°59' ± 1'	—	—	—	—	60°10'8"
(001)/(1.0.10)	—	—	9°15' ± 6'	—	—	—	9°9'14"
(010)/(130)	—	—	—	22°29' ± 4'	—	—	22°15'37"

des formes suivantes: les pinacoïdes b (010) et a (100), les prismes macrodomaies d (102), l (104), et q (1.0.10)¹⁾ les prismes brachidomaies o (011) et Φ (031), la prisme verticale X (130) et la bipyramide orthorombique z (111).

La comparaison avec les cristaux de Baia Sprie et de Cavnic, qu'on voit dans le tableau I, montre que les nouvelles barytines ont un plus petit nombre de formes, d'autant plus que pour la Baia Sprie on a pu identifier, en outre, les faces s (132), Σ (116), p (441), g (0.10.1), h (540) et y (122) et pour Cavnic on connaît aussi les faces p (441) et u (101).

Les formes nouvelles pour nos six occurrences sont donc les trois prismes: (031), (130) et (1.0.10).

Les figures 2 à 7 reproduisent l'aspect idéalisé des barytines nouvelles, en nous permettant de caractériser chaque occurrence et d'établir aussi les ressemblances entre les différents habitus cristallins.

Les angles dièdres résultant du measurement goniométrique ont la valeur indiquée dans le tableau II. Les valeurs lues varient dans les limites indiquées comme une conséquence du fait que les reflexes des faces varient beaucoup d'un cas à l'autre.

Les faces notées par un astérisque ont servi à la détermination du rapport axial.

D'après ces valeurs des angles il est possible de calculer le rapport des axes des coordonnées, caractéristique pour chaque espèce cristallographique (tableau III).

TABLEAU III

Les occurrences	a	Les limites des erreurs pour a	b	c	Les limites des erreurs pour c
Comja	0,8152	$\pm 0,0011$	1	1,3136	$\pm 0,0028$
Sofia	0,8138	$\pm 0,0002$	1	1,3094	$\pm 0,0047$
Iosif	0,8144	$\pm 0,0009$	1	1,3104	$\pm 0,0022$
Oanța	0,8141	$\pm 0,0010$	1	1,3115	$\pm 0,0020$
Ioan	0,8146	$\pm 0,0005$	1	1,3119	$\pm 0,0004$
Cisma	0,8161	$\pm 0,0009$	1	1,2960	$\pm 0,0020$
Valeurs théoriques . .	0,8152	—	1	1,3136	—

CONSIDÉRATIONS PARAGÉNÉTIQUES ET DE GISEMENT

1. *Le Mont Comja*. Les affleurements contenant les cristaux de barytine sont situés sur les côtes SSW du massif andésitique de Comja au contact d'un grès argileux cornifié.

¹⁾ Forme peu connue et incertaine jusqu'à présent, citée par PRESLE (1837) et HOMBERG (1889).

L'épaisseur de ces affleurements varie de 10 à 20 cm, ils ont une direction irrégulière, en traversant la roche quartzifère dans tous les sens.

Le composant de ces filons est le quartz β , transparent, qui forme des géodes et des veinules de cristaux bien développés avec des faces brillantes, en paragenèse avec des cristaux tabulaires de barytine, aussi bien développés, situés en groupe ou isolés, bien conformés pour le mesurément goniométrique (fig. 2).

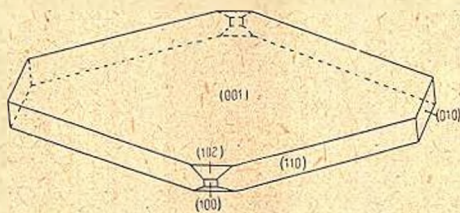


Fig. 2

Dans cette même localité on trouve aussi des concrétions siliceuses de calcédoines et d'agats, dont les zones alternantes et concentriques sont colorées en noir par la pyrolusite (MnO_2) ou en brun rouge par la gœthite ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Le long de ces filons, le rapport quantitatif des quatre composants: le quartz, la barytine, la pyrolusite et la gœthite varient dans de larges limites. On trouve, par ex., certaines zones dans lesquelles le contenu du filon en Fe_2O_3 atteint 60%, ce du MnO_2 15,56% et du SiO_2 24,44% et d'autres zones, — de vraies lentilles manganésifères, — qui contiennent: 72,94% MnO_2 , 2,62% Fe_2O_3 et 23,78% SiO_2 . En tout cas, le contenu du filon en barytine est subordonné et sans aucune importance économique.

2. *Le filon Sofia (Maria Hilf)*. Il est situé dans le mont Fețișoara (691 m) ayant une direction E-W et une inclinaison N de 80° . Le filon, au niveau de la galerie principale Sfântul Ioan, a une structure zonaire et contient, de la couche vers le toit: une bande de pyrite grossière, suivie d'un mélange de pyrite et de chalcopyrite, ensuite une zone de quartz compact, dénommée « chingă », très riche en or (10 gr/t) et qui forme « le fil rouge » du filon Sofia, le long de son parcours accessible. Après cela apparaît une zone de quartz presque stéril, suivie de sphalérite et de galène.

Le filon Sofia s'amincit sensiblement après avoir traversé une zone caolinisée de l'andésite, située dans l'extrémité du filon.

Dans cette partie du filon ci-mentionné, environ 30 m au-dessus du niveau de la galerie principale, apparaissent des cristaux de barytine, transparents et d'habitus lamellaire (fig. 3).

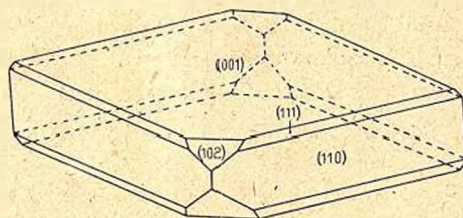


Fig. 3

L'épaisseur du filon peut atteindre 3 m et son contenu est donné par 4,5% de sphalérite, 1,5% de galène, 0,5% de chalcopryrite et par 5 gr. d'or par la tonne de minerais.

3. *Le filon Iosif.* Ce filon est situé dans le versant sud du massif rhyolitique du Piatra Nistrului. Le filon a une direction NNE et une inclinaison E de 70—80°.

Il contient les minéraux métallifères: pyrite, chalcopryrite, coveline et de petites quantités de sphalérite. La gangue est formée par le quartz, la calcite et la barytine, la dernière en minces cristaux transparents, incolores et pourvus de faces bien réfléchissantes (fig. 4).

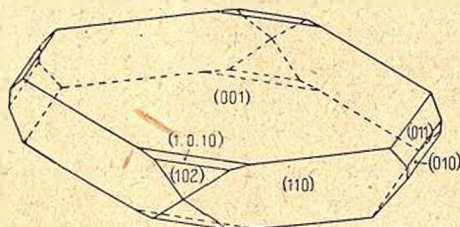


Fig. 4

L'épaisseur du filon est de 1,5 m, sa longueur, atteint 120 m et son contenu en cuivre augmente dans la profondeur, ainsi qu'il atteint une valeur moyenne de 1,5%, entre le niveau de la galerie principale et l'horizon III.

4. *Les mines Oanța.* On trouve dans ces mines un filon de 1,5 m d'épaisseur, de direction NNE, contenant de l'or natif (4 gr/t) et de la pyrite en paragenèse avec une gangue de quartz β et de barytine, tous les deux pourvus de formes parfaites. La sphalérite et la galène apparaissent en très faibles quantités.

Un deuxième filon (Oanța II) se trouve dans la rive droite de la vallée de Oanța. Il a une épaisseur de 1,5 à 2 m, une structure zonale et un contenu de galène massive, de sphalérite et de pyrite qui alterne avec le quartz, la barytine (fig. 5) et la pyrite aurifère.

5. *Le filon Sfântul Ioan.* Il se trouve dans la partie E du massif andésitique du mont Văratice.

Le filon est situé au contact avec l'andésite, en toit, et avec le schiste argileux, en couche. Cette intercalation du filon n'est pas permanente car un peu plus au N, le filon est compris entre le schiste argileux et une brèche pyroclastique-andésitique et dans son extrémité NE apparaît, tantôt en couche, tantôt en toit, le même schiste argileux cornifié dans une profondeur de 70—80 cm, d'un côté et de l'autre du filon. Dans cet endroit, le filon s'amincit jusqu'à 20 cm d'épaisseur, son contenu étant caractérisé par un grand nombre de géodes à quartz et à barytine en paragenèse avec la pyrite. On trouve la pyrite tout le long du filon ou elle forme une zone d'imprégnation qui se propage dans une certaine profondeur dans la roche-mère.

La direction du filon est N 30° E et l'inclinaison W de 75°. L'épaisseur du filon est de 0,8 m et sa composition est donnée par 2,5—3,75 gr/T or, 50 gr/T argent, 0,35 % cuivre, 4,5 % plomb et 3,5 % zinc. La composition minérale est donnée par la pyrite, la chalcoppyrite, la goëthite, le quartz, la barytine (fig. 6), la sphalérite et la galène avec des inclusions d'argentite.

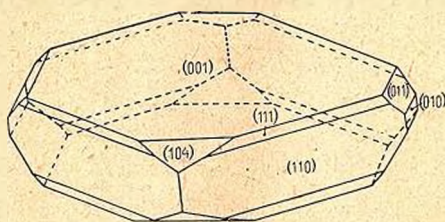


Fig. 6

La structure du filon est celle d'une brèche d'imprégnation et les associations les plus fréquentes sont:

La pyrite idiomorphe incluse dans le quartz β , où elle apparaît en suspensions de 0,4—0,04 mm de diamètre. Elle est accompagnée et substituée par la galène.

La sphalérite s'associant avec la chalcoppyrite qu'elle peut contenir très fréquemment comme de petites inclusions ou des émulsions sphéroïdales, jaunes, caractéristiques.

Dans la partie S du filon Sfântul Ioan, la goëthite fait son apparition comme pigment rougeâtre de la gangue quartzeuse, en donnant au filon l'aspect bien connu dans la région sous le nom de « Tzinopel ».

La barytine de ce filon I (fig. 5) forme toujours des cristaux lamellaires, jusqu'à 2 cm de longueur, en s'associant avec le quartz parfaitement clair,

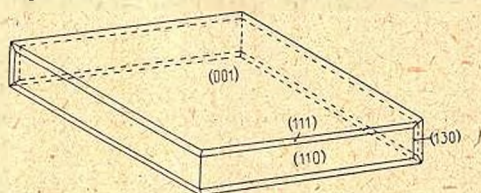


Fig. 5

d'une longueur de 3 à 10 cm et en paragenèse avec des cristaux de dolomie ayant un habitus de rhomboèdre aigu.

6. *Le filon Cisma.* Le minéral pyriteux est contenu dans un complexe de filons de 1—2 m d'épaisseur, intercalés dans le schiste argileux et dans le grès.

La paragenèse des minéraux est donnée par la pyrite massive (compacte) alternant avec des zones de galène quartzeuse, avec de la chalcoppyrite et de petites quantités de sphalérite.

Le quartz a une couleur blanche, un aspect massif et est parsemé de cristaux de galène, de chalcoppyrite et de sphalérite.

Dans les géodes incluses dans ce quartz apparaît la barytine en agrégats de cristaux oppalescents avec des faces brillantes (fig. 7). Ces agrégats

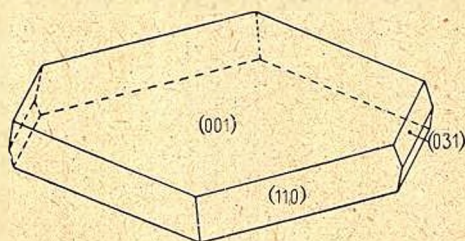


Fig. 7

peuvent former des nids de barytine compacte qui peuvent atteindre une pesanteur de 3 à 5 kgs.

Le filon est dirigé de l'E à l'W et incline vers le N de 40 degrés.

CONCLUSIONS

Dans cet ouvrage nous avons décrit six occurrences nouvelles de barytine, variées comme aspect et formes cristallographiques.

La barytine a été générée par des solutions hydrothermales de basse et de moyenne température en se trouvant en paragenèse avec le quartz β , avec les sulfures: pyrite, chalcoppyrite, sphalérite, galène et quelque fois aussi avec de la calcédoine (Mont Comja).

Reçu le 18 mai 1948

Institut de Minéralogie de l'Université de Cluj



Institutul Geologic al României





Institutul Geologic al României

12.632



Institutul Geologic al României